

Том 22, номер 3
ISSN 0207 - 4028

Май-Июнь 2003

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С.В. Рассказов, В.С. Приходько, Е.В. Саранина, М.Н. Масловская, Т.А. Ясныгина, В.Г. Семенова, А.В. Травин.</i> Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, Юго-Восток России	3
<i>Л.Ф. Мишин, Чжао Чунцзин, А.И. Солдатов.</i> Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность	28
<i>Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернов.</i> Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Кореи	48
<i>И.А. Тарарин, В.М. Чубаров, Т.М. Философова.</i> Петрология и генезис габброидных пород офиолитового комплекса зоны разлома Хантер (Тихий океан)	74
<i>М.И. Тучкова, К.А. Крылов, В.Н. Григорьев, П.В. Маркевич.</i> Особенности раннемеловой терригенной седиментации в Пенжинском преддуговом бассейне	93
<i>Т.К. Злобин, А.О. Бобков.</i> Эпицентры землетрясений и распределение сейсмической энергии в литосфере Сахалина до и после Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 года	107
<i>Э.Л. Школьник, В.И. Гвоздев, С.В. Малинко, Т.А. Пунина, А.Д. Стукин, А.В. Игнатьев.</i> О природе боросиликатного оруденения Дальнегорского месторождения, Приморский край	122
 Рецензии	
<i>П.В. Ивашов.</i> Геохимические поиски	135
 Хроника	
Косыгинские чтения (информация о совещании)	138

CONTENTS

<i>S.V. Rasskazov, V.S. Prikhodko, Ye. V. Saranina, M.N. Maslovskaya, T.A. Yasnygina, V.G. Semenova, A.V. Travin.</i> Space-and-time variations of mantle and crustal components in the Late Cenozoic volcanic rocks from the Middle Amur basin, Southeastern Russia	3
<i>L.F. Mishin, Zhao Chunjing, A.I. Soldatov.</i> Mesozoic-Cenozoic volcano-plutonic belts and systems in the continental part of Eastern Asia, and their zoning	28
<i>D.V. Kovalenko, Ye. Ye. Chernov.</i> Paleomagnetism and tectonic evolution of Kamchatka and Southern Koryakia	48
<i>I.A. Tararin, V.M. Chubarov, T.M. Filosofova.</i> Petrology and origin of gabbroic rocks of ophiolite assemblage from the Hunter Fracture Zone (Pacific Ocean)	74
<i>M.I. Tuchkova, K.A. Krylov, V.N. Grigoryev, P.V. Markevich.</i> Features of the Early Cretaceous terrigenous sedimentation in the Penzhina pre-arc basin	93
<i>T.K. Zlobin, A.O. Bobkov.</i> Earthquake epicenters and seismic energy distribution in the Sakhalin lithosphere before and after the Neftegorsk Earthquake of May 27 (28), 1995	107
<i>E.L. Shkolnik, V.I. Gvozdev, S.V. Malinko, T.A. Punina, A.D. Slukin, A.V. Ignatyev.</i> The origin of borosilicate mineralization of Dalnegorsk deposit, Primorye Territory	122
 Reviews	
<i>P.V. Ivashov.</i> Geochemical search	135
 Chronicles	
Conference in memory of Academician Yu.A. Kosygin (information on the conference)	138

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ, ЮГО-ВОСТОК РОССИИ

С.В. Рассказов**, *В.С. Приходько, *Е.В. Саранина**, *М.Н. Масловская**,
*Т.А. Ясныгина**, *В.Г. Семенова**, *А.В. Травин******

**Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

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

****Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

В позднекайнозойских вулканических породах, развитых в пределах Среднеамурской впадины и ее обрамления, изучены пространственно-временные вариации концентраций петрогенных оксидов и микроэлементов (метод ICP-MS), измерены изотопные отношения стронция. По соотношениям $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и микроэлементным характеристикам (K/Nb, K/Y, Ba/La, Nb/La, Ba/K, Ce/Pb, Nb/U) выделяются разновидности вулканических пород мантийного происхождения (базаниты, лейцититы) и разновидности с примесью коровых компонентов (гавайиты, переходные базальты, андезибазальты). Позднекайнозойский вулканизм проявился на северо-западном замыкании впадины около 15 млн лет назад контрастной ассоциацией мантийных базанитов и коровых переходных базальтов. Первый андезибазальтовый поток, излившийся в юго-восточной части впадины около 11 млн лет назад, имел мантийные характеристики. Проявление мантийных лейцититов в центральной части впадины (оз. Болонь) 9,6 млн лет назад сопровождалось извержениями андезибазальтов в юго-восточной части впадины (р. Маннома), содержащих компонент обедненного материала, подобного базальтам срединных океанических хребтов (N-MORB). В интервале 9,5–7,4 млн лет назад лавовые извержения распространились вдоль всего юго-восточного края впадины. Извергались андезибазальты, обогащенные коровым материалом, и мантийные низкокальциевые базаниты, а 7,4 млн лет назад – мантийные переходные базальты. Вулканизм завершился 4,8–4,1 млн лет назад извержениями мантийных базанитовых лав. Докайнозойский осадочно-вулканогенный фундамент Среднеамурской впадины относится к раннемеловым аккреционным образованиям Хабаровского, Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов. Для аккреционного клина характерна тонкая кора. В интервале 15–4 млн лет назад мантийный магматизм смещался от его северо-западной границы к юго-восточной, а на его фоне сначала подплавлялась утолщенная кора Баджальского террейна, а затем – Анойского микроконтинента.

Ключевые слова: поздний кайнозой, вулканические породы, микроэлементы, изотопы Sr, Примурье.

ВВЕДЕНИЕ

Пространственные вариации химического состава кайнозойских вулканических пород на юге Дальнего Востока России имеют сложный характер и во многом не ясны [9, 10]. В работе [33] сделан вывод о распространении позднекайнозойских лав с $K/Y < 300$ в составе вулканических толщ центральной и северной частей Восточного Сихотэ-Алиня и об их отсутствии в Западном Сихотэ-Алине и сопредельной территории Среднеамурской впадины. Эта особенность состава лав связывалась с латераль-

ной сменой обстановок магмообразования – переходом от внутриплитного магматизма Западного Сихотэ-Алиня к магматизму внутриплитному и задугового бассейна Восточного. Между тем, исследования вариаций петрогенных оксидов, микроэлементов и стронциевых изотопных отношений в лавовых последовательностях позднекайнозойских вулканических полей Южного Приморья показали существование иной причины их латеральной геохимической гетерогенности. Была обнаружена смена микроэлементных и изотопных характеристик вулканических пород при переходе от Ханкайского массива к Серге-

евскому и Самаркинскому террейнам и показана непосредственная связь состава выплавов с составом литосферной части мантии и коры глубинных частей террейнов [21]. В настоящей работе изучены пространственно-временные соотношения мантийных и коровых компонентов позднекайнозойских вулканических пород в пределах Среднеамурской впадины и сопредельных районов и приведена интерпретация полученных данных с учетом геологического строения территории.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Фундаментом Среднеамурской впадины являются образования Хабаровского, Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов. Хабаровский террейн включает известняки, вулканические породы и кремни перми–триаса, а также нижнемеловые терригенные породы и относится к внутренней глубинной зоне аккреционного клина (аккреционной призмы). Амурский и Киселевско-Маноминский террейны отличаются от Хабаровского более молодым, юрским и раннемеловым возрастом кремней. Амурский террейн рассматривается как фронтальная зона аккреционного клина [2, 27]. В Киселевско-Маноминском террейне присутствуют базальты киселевского комплекса. Их геохимические характеристики соответствуют базальтам океанических островов, а возраст – готериву–середине баррема (130–125 млн лет) [3].

На северо-западном фланге впадины обнажаются породы Баджальского террейна, а юго-восточном – породы Анюйского микроконтинента. Между Киселевско-Маноминским террейном и Анюйским микроконтинентом проходит Амурский шов, являющийся юго-восточным ограничением меловой Хингано-Охотской активной окраины [27]. Анюйский микроконтинент, спаянный с Самаркинским океаническим террейном, смещался в направлении на северо-северо-восток, вдоль Ханкайского массива [13]. Развитие Хингано-Охотской окраины завершилось коллизией террейнов в конце раннего – начале позднего мела. В пределах Анюйского микроконтинента распространены синколлизийные граниты хунгарийского комплекса. По ареалу их распространения в микроконтинент включается часть Восточно-Сихотэ-Алинского составного террейна [22]. Методом ^{40}Ar – ^{39}Ar по биотиту определен возраст Гобиллинского плутона 107 млн лет [15]. По ^{40}Ar – ^{39}Ar определениям слюды и амфиболов из метаморфических пород анюйского метаморфического комплекса установлено его полифазное становление при коллизийных процессах, развивавшихся в середине мела, в позднем мелу и палеоцене [15].

Среднеамурская впадина сочленяется с впадиной Сунляо по Танлу-Курскому линеamentу (рис. 1). Юго-западное продолжение на территории Китая Среднеамурской впадины имеет собственное название Саньдзыян [6, 7]. Осадочно-вулканогенное наполнение впадины Сунляо и других впадин Восточного Китая существенно отличается от наполнения Среднеамурской впадины. Юрские и нижнемеловые отложения в пределах Среднеамурской впадины представлены морскими образованиями, а в пределах впадин Восточного Китая – континентальными [14]. В эоцене-олигоцене внутриплитный вулканизм проявился во впадинах Восточного Китая, а в Среднеамурской впадине он имел ограниченное развитие. Неогеновый вулканизм широко распространен как в Среднеамурской впадине, так и во впадинах Восточного Китая.

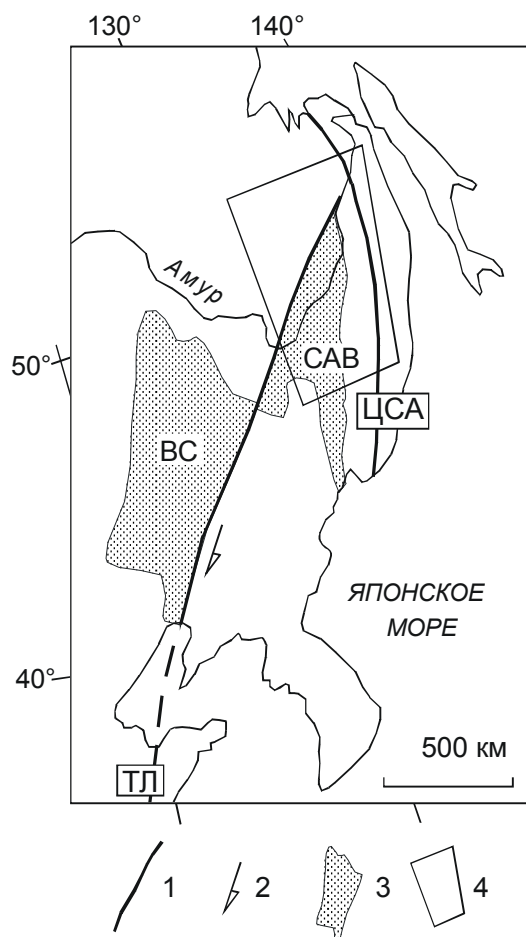


Рис. 1. Схема пространственного соотношения Танлу-Курского линеамента с линеamentом Центрального Сихотэ-Алиня, по [16] с изменениями.

1 – линеamentы (ТЛ – Танлу-Курский, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский); 2 – современные сдвиговые смещения; 3 – впадины (САВ – Среднеамурская, ВС – Сунляо); 4 – район исследований (см. рис. 2).

Среднеамурской впадине пространственно соответствует полоса тонкой коры (25–35 км), имеющей низкоскоростные характеристики (6,2–6,3 км/с). Она зажата между блоками коры с нормальной толщиной 35–40 км [5, 8].

По положению в геологической структуре различаются три группы позднекайнозойских вулканических построек. Одна группа построек образует вулканическую зону северо-северо-восточного простирания на северо-западном замыкании впадины (район пос. Солнечный, хр. Мяо-Чан). Протяженность зоны 240 км при ширине до 100 км. Другая группа представлена отдельными вулканическими фрагментами в центральной части впадины (оз. Болонь, район пос. Литовко). Наконец, третья группа построек образует вулканическую зону, протягивающуюся на 350 км при ширине до 75 км вдоль юго-восточного края впадины, от бассейна р. Кии на юго-западе до бассейна р. Маномы на северо-востоке. Лавы пос. Солнечный и хр. Мяо-Чан располагаются на границе Амурского и Баджальского террейнов и во внутренней части последнего, базальтоиды оз. Болонь территориально соответствуют Амурскому, пос. Литовко – Хабаровскому террейнам, а Кия-Маноминская вулканическая зона – юго-западной части Киселевско-Маноминского. По отношению к этим террейнам они относятся к перекрывающим или "сшивающим" комплексам.

МЕТОДИКА

Петрогенные элементы вулканических пород определялись классической "мокрой" химией в аналитическом центре Института земной коры (ИЗК) СО РАН, г. Иркутск (аналитик М.А. Смагунова). Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS и изотопных стронциевых отношений проводились в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК. Методика пробоподготовки приведена в работах [20, 21]. Измерения микроэлементов проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Калибровка результатов измерений осуществлялась по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем качества измерений пробой базанита U-94-5. Международные стандарты и базанит U-94-5 обычно подготавливались к измерениям вместе с партией проб. При повторных измерениях стандартное отклонение (1 σ) для большинства микроэлементов не превышало 5%. Стандартное отклонение при определении Sc и Pr (Ce и Ta в AGV-1) не превышало 10%. Изотопные отношения стронция измерялись на масс-спектрометре Finnigan MAT 262

(Германия) Центра коллективного пользования. В период измерений (2001 г.) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили $0,71030 \pm 0,00002$.

^{40}Ar – ^{39}Ar датирование проводилось методом ступенчатого нагрева на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Micromass (Англия) в аналитическом центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Образцы облучались на ВРТ-Т реакторе (Томск). В качестве мониторов использовались биотиты LP-6 и МСА-11.

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для геохимических и изотопных исследований опробованы позднекайнозойские вулканические породы района северного окончания Среднеамурской впадины (район пос. Солнечный и хр. Мяо-Чан обозначен как район Солнечный), ее центральной части (оз. Болонь) и юго-восточного края (район пос. Маяк, бассейны рр. Кия и Маномы, включая сопредельный бассейн р. Немта). Для сравнения выполнены аналитические исследования меловых вулканических пород из керна скважины, пробуренной в Перяславской впадине (скважина 1Е) и вулканического останца из района северо-восточного окончания впадины (с. Циммермановка) (табл. 1, рис. 2).

Названия вулканических пород определяются по их петрографическому составу, по нормативному составу, рассчитанному в системе CIPW с коррекцией окисленности железа ($\text{Fe}^{3+} = 0,15\text{Fe}_{\text{общ}}$, а.к.) и положению точек на диаграммах щелочи – кремнезем. Породы сложены плагиоклазом лабрадор-битовитового состава, авгитом, ортопироксеном от гиперстенового до энстатитового состава, рудными минералами, иногда оливином. В щелочных лавах, недосыщенных кремнеземом, ортопироксен отсутствует. Наряду с плагиоклазом в них кристаллизуется щелочной полевой шпат. В обогащенных калием породах содержится модалый лейцит.

В координатах нормативных минералов (рис. 3) выделяются пять групп пород: 1) лейцититы с нормативным Lc , 2) базаниты с нормативным $Ne > 5\%$, 3) гавайиты с нормативным Ne 0–5 % и нормативным анортитом $An/(An+Ab)$ 30–50%, 4) переходные (*Ol-Hy*-нормативные) базальты и 5) *Qz*-нормативные андезибазальты.

На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 (рис. 4 а, б) точки составов вулканических пород Среднеамурской впадины и сопредельных территорий распределяются в поля пород нормальной щелочности (андезибазальты р. Маномы и частично р. Кия), умеренно щелочных (базаниты, гавайиты и пере-

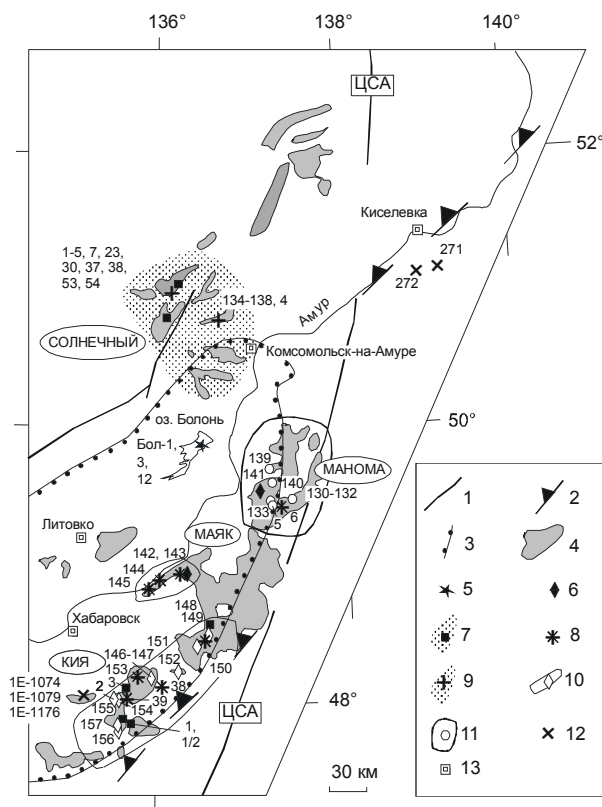


Рис. 2. Схема опробования позднекайнозойских вулканических полей Среднеамурской впадины и сопредельных территорий. Составлена на основе [5].

1 – крупные разломы (ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский); 2 – Амурский шов; 3 – контур Среднеамурской впадины; 4 – останцы вулканических пород; 5–12 – точки отбора образцов (номера соответствуют номерам образцов табл. 1, для разгрузки схемы обозначения образцов сокращены): 5–7 – лавы, сильно недосыщенные кремнеземом – лейцититы оз. Болонь (5), натровые базаниты ареалов р. Маномы и пос. Маяк (6) и базаниты с промежуточными К–Na отношениями ареалов пос. Солнечный и р. Кия (7); 8–9 – умеренно недосыщенные кремнеземом гавайиты и оливиниты толиты рр. Манома, Кия, пос. Маяк (8) и пос. Солнечный (9); 10–11 – близкие к насыщению кремнеземом и Qz-нормативные известково-щелочные андезибазальты ареала рр. Кия (10) и Манома (11); 12 – мезозойские базальты и андезибазальты (К₁) из скважины 1Е Переяславского грабена (номера обозначают глубину отбора керна, коллекция Г.Л. Кирилловой) и андезибазальты (К₂) из обнажений в районе пос. Циммермановка; 13 – населенные пункты.

ходные базальты) и высокощелочных пород (лейцититы оз. Болонь).

Группы пород различаются между собой на диаграмме К₂O – SiO₂ (рис. 4 в, г). В группе пород, сильно недосыщенных кремнеземом, наиболее низкие концентрации калия определены в базанитах СА 00-141 и СА-00-142 (р. Манома и пос. Маяк),

а наиболее высокие – в лейцититах оз. Болонь. В базанитах р. Кия и пос. Солнечный установлены промежуточные концентрации калия. Ряд пород, насыщенных кремнеземом, составляют менее калиевые лавы р. Маномы и более калиевые лавы р. Кия.

В лавах из бассейнов рр. Манома и Кия концентрации калия возрастают с повышением концентраций титана. Подобные соотношения между этими элементами можно видеть в гавайитах и переходных базальтах. В базанитах и лейцититах концентрации титана выдерживаются на одном уровне при существенных вариациях калия (табл. 1).

В разных районах Сихотэ-Алиня нормально щелочные позднекайнозойские базальты относятся к толеитовым и/или известково-щелочным сериям [9, 20, 24]. Точки нормально щелочных вулканических пород Среднеамурской впадины на диаграмме SiO₂ – FeO*/MgO (рис. 5) попадают исключительно в известково-щелочную область. Низкокалиевые толеитовые базальты (К₂O – 0,2–0,3 мас. %), встречающиеся в Восточном Сихотэ-Алине и Южном Приморье, в Среднеамурской впадине не обнаружены.

ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

По результатам К–Аг и ⁴⁰Аг–³⁹Аг датирования [17, 33], в развитии позднекайнозойского вулканизма континентальной части юга Дальнего Востока России выделяется импульс усиления вулканизма 15–3 млн лет назад. Этому импульсу предшествовали сравнительно редкие извержения 19–16 млн лет назад [9, 29]. По данным [33], ослабление вулканической деятельности в центральной части Сихотэ-Алиня могло охватывать временной диапазон с 25 до 15 млн лет назад. С учетом установленных закономерностей развития позднекайнозойского вулканизма Южного Приморья и средней части Восточного Сихотэ-Алиня, а также имеющихся датировок по вулканическим породам Среднеамурской впадины и сопредельных территорий [17, 33], импульс позднекайнозойского усиления вулканизма российского Юга Дальнего Востока рассматривается в рамках интервалов 15–13, 12–8, 8–5 и 5–3 млн лет назад (рис. 6).

К вулканическому интервалу 15–13 млн лет назад относятся андезибазальты Совгаванского плато (14,7 млн лет [4]), базальты и трахиты плато р. Алчан Бикинской зоны (15 и 13,5 млн лет [12]), базаниты и андезибазальты Шкотовского и Шуфанского плато (13,3 и 13,0 млн лет [20]) и щелочные пикробазальты Лесозаводской трубки (13,9 млн лет [10]). В Приамурье извержения этого временного интервала имели место в северо-западном замыкании Среднеамурской впадины, в зоне Танлу-Курского линейного элемента (К–Аг

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (в %), малых элементов (в мкг/г) и изотопные отношения стронция в вулканических породах Среднеамурской впадины.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	Sm-3-84	Sm-53-84	Sm-1-84	Sm-4-84	Sm-5-84	Sm-7-84	Sm-54-84	Sm-23-84
SiO ₂ , мас%	47,09	47,09	47,09	47,09	46,35	45,39	45,82	44,80
TiO ₂	1,69	1,79	1,60	1,70	1,49	1,57	2,15	2,23
Al ₂ O ₃	14,20	15,05	13,70	14,20	13,40	13,45	15,55	14,20
Fe ₂ O ₃	3,62	3,62	4,54	3,51	3,94	5,77	4,36	3,48
FeO	7,77	6,33	6,63	7,79	7,82	5,88	6,62	7,55
MnO	0,19	0,13	0,17	0,16	0,17	0,13	0,16	0,14
MgO	9,92	7,93	10,46	10,49	11,31	8,57	9,04	10,76
CaO	7,09	8,51	6,47	7,14	6,63	7,58	7,48	6,82
Na ₂ O	2,50	2,85	2,27	2,58	2,24	2,10	2,33	3,30
K ₂ O	1,47	1,30	1,90	1,45	1,32	1,31	2,12	1,95
P ₂ O ₅	0,35	0,36	0,32	0,35	0,32	0,35	0,52	0,68
H ₂ O ⁻	0,71	1,03	0,72	0,86	1,33	2,13	1,19	0,34
H ₂ O ⁺	3,70	4,58	4,75	3,27	3,90	5,65	4,28	4,45
Сумма	100,30	100,57	100,62	100,59	100,22	99,88	101,62	100,70
Sc, мкг/г	20,4	22,0	18,0	18,6	18,9	17,1	16,0	
Rb	14,1	7,5	42,0	14,1	13,2	12,1	18,2	
Sr	470	1005	1181	448	605	405	632	
Y	16,9	18,5	16,9	15,5	14,7	14,7	15,8	
Zr	136	145	135	133	117	124	168	
Nb	20,7	22,5	22,1	20,9	17,7	19,7	33,6	
Sn	2,43	1,74	1,75	1,69	1,75	1,59	2,18	
Cs	0,49	0,78	0,47	0,60	0,84	1,23	2,00	
Ba	187	224	203	178	164	171	369	
La	15,3	17,2	14,9	15,5	14,7	15,9	24,2	
Ce	32,8	36,8	31,3	32,5	30,9	33,0	48,9	
Pr	3,97	4,31	3,72	4,32	4,10	4,38	6,37	
Nd	17,3	19,7	16,5	17,6	16,4	17,5	24,9	
Sm	4,03	4,57	3,93	4,28	3,91	3,99	5,32	
Eu	1,48	1,54	1,35	1,55	1,33	1,50	1,80	
Gd	3,97	4,28	3,74	3,95	3,89	3,91	4,91	
Tb	0,67	0,70	0,62	0,62	0,65	0,69	0,76	
Dy	3,24	3,70	3,37	3,14	3,26	3,09	3,70	
Ho	0,57	0,61	0,55	0,58	0,53	0,56	0,58	
Er	1,54	1,80	1,57	1,54	1,63	1,57	1,71	
Tm	0,22	0,25	0,21					
Yb	1,22	1,36	1,25	1,26	1,34	1,16	1,15	
Lu	0,21	0,21	0,19	0,18	0,17	0,19	0,18	
Hf	3,05	3,54	3,18	2,82	2,52	2,76	3,62	
Ta	1,34	1,48	1,37	1,30	1,11	1,29	2,15	
Pb	3,0	2,9	2,9	3,2	3,3	2,5	2,9	
Th	2,01	2,24	2,29	2,07	1,99	2,05	2,99	
U	0,68	0,70	0,68	0,67	0,55	1,14	0,88	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,705090±17			0,704650±15				
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,705073			0,704632				

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
	Sm-38-84	Sm-48-84	Sm-37-84	Sm-30-84	SA-4	CA-00-134	CA-00-135	CA-00-136
SiO ₂ , мас%	44,40	44,48	44,80	44,80	48,25	48,37	46,19	48,37
TiO ₂	2,20	2,16	2,17	2,10	1,92	1,92	2,11	1,82
Al ₂ O ₃	13,70	13,45	13,45	13,70	16,08	15,45	14,07	14,37
Fe ₂ O ₃	3,10	3,26	3,05	3,30	10,66	2,50	2,18	2,67
FeO	8,05	7,64	8,05	7,57		7,80	8,94	8,26
MnO	0,14	0,15	0,14	0,15	0,15	0,13	0,15	0,13
MgO	11,20	11,50	11,42	11,37	5,69	7,70	9,82	9,70
CaO	7,53	6,87	6,80	7,34	8,54	8,27	8,12	7,62
Na ₂ O	3,15	3,05	2,98	2,74	3,49	3,07	2,64	2,90
K ₂ O	2,13	2,41	2,52	3,03	1,97	1,36	1,65	1,41
P ₂ O ₅	0,69	0,66	0,68	0,63	0,51	0,36	0,49	0,36
H ₂ O ⁻	0,38	0,50	0,38	0,41		0,42	0,55	0,52
H ₂ O ⁺	4,01	4,11	4,16	4,27		2,77	3,58	2,44
Сумма	100,68	100,24	100,60	101,41	97,27	100,12	100,49	100,57
Sc, мкг/г	11,8		11,8	12,9		24,4	22,8	27,1
Rb	26,2		28,4	29,9	26	15,0	26,4	19,7
Sr	783		770	736	692	547	910	584
Y	14,7		14,7	16,3	18	21,2	20,5	23,1
Zr	210		210	203	187	159	197	175
Nb	51,1		50,8	47,1	23	22,6	41,3	27,9
Sn	2,47		1,95	2,09		1,42	1,67	1,47
Cs	0,71		0,69	0,87		0,25	0,46	0,18
Ba	316		313	293	230	182	292	242
La	34,7		34,5	31,3		16,6	24,1	19,2
Ce	66,7		66,4	60,6		35,4	49,6	40,8
Pr	8,30		8,24	7,59		4,57	5,91	5,22
Nd	30,9		31,0	28,9		19,9	26,1	25,4
Sm	6,34		6,50	6,16		4,46	5,40	5,38
Eu	2,07		2,08	2,03		1,46	1,73	1,60
Gd	5,56		5,60	5,35		4,80	4,92	4,80
Tb	0,78		0,77	0,79		0,68	0,73	0,79
Dy	3,65		3,67	3,48		3,57	3,59	4,15
Ho	0,57		0,55	0,58		0,65	0,62	0,71
Er	1,46		1,38	1,46		1,72	1,54	1,75
Tm						0,25	0,23	0,29
Yb	0,84		0,89	1,09		1,38	1,20	1,47
Lu	0,13		0,11	0,16		0,17	0,17	0,19
Hf	4,33		4,58	4,22		3,12	3,93	3,51
Ta	3,05		3,14	2,89		1,14	2,03	1,53
Pb	3,5		3,2	3,0	5	3,5	3,7	4,0
Th	4,37		4,47	4,44	3	2,07	3,15	2,61
U	1,21		1,23	1,26		0,71	0,99	0,79
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704040±10		0,704167±17	0,704090±10		0,704626±20		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704021		0,704146	0,704067		0,704610		

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	17	18	19	20	21	22	23	24
	CA-00-137	CA-00-138	Bol-12/01	Bol-1/01	Bol-3/01	CA-00-130	CA-00-131	CA-00-132
SiO ₂ , мас%	49,58	47,47	44,02	44,28	44,44	53,30	52,92	51,06
TiO ₂	1,59	1,80	2,37	2,36	2,42	1,66	1,38	1,49
Al ₂ O ₃	14,07	14,84	13,75	13,45	13,80	15,10	15,80	14,72
Fe ₂ O ₃	3,01	1,77	3,04	5,33	5,60	1,86	1,47	3,73
FeO	7,93	8,74	7,88	5,69	5,62	8,40	8,28	6,40
MnO	0,12	0,13	0,17	0,17	0,15	0,13	0,15	0,10
MgO	8,43	9,44	10,38	10,22	10,02	7,00	7,39	7,37
CaO	7,36	7,67	8,50	8,59	8,10	7,44	7,50	7,55
Na ₂ O	3,18	2,94	4,07	4,17	4,25	3,28	3,70	3,46
K ₂ O	1,19	1,44	3,89	3,79	3,63	0,98	0,42	0,46
P ₂ O ₅	0,28	0,36	1,14	1,16	1,18	0,32	0,22	0,28
H ₂ O ⁻	1,05	0,47	0,08	0,12	0,32	1,07	0,20	1,55
H ₂ O ⁺	1,95	2,87	0,96	1,11	0,93	1,80	1,05	2,16
Сумма	99,74	99,94	100,25	100,44	100,46	102,34	100,48	100,33
Sc, мкг/г	25,0	27,3	18,3	18,6	23,0	20,4	17,5	21,3
Rb	19,5	22,5	50,3	52,4	56,3	17,1	5,1	7,1
Sr	424	762	1102	1109	1274	586	400	595
Y	23,5	21,1	26,2	26,4	28,8	20,0	17,5	20,6
Zr	144	157	261	261	278	127	98	119
Nb	22,8	23,3	79	80	87	18,6	11,7	17,3
Sn	1,12	1,25	1,64	1,89	2,09	1,56	1,36	1,30
Cs	0,26	0,56	0,97	0,90	1,03	0,18	0,09	0,12
Ba	200	199	679	689	739	252	196	243
La	26,7	17,3	61,4	61,4	64,6	14,2	8,4	12,8
Ce	44,9	36,5	112,5	114,5	119,8	29,4	17,2	27,0
Pr	5,08	4,73	13,78	13,86	14,53	3,90	2,47	3,65
Nd	21,4	22,4	50,7	50,0	56,5	18,6	12,9	18,4
Sm	4,69	4,49	9,46	9,60	10,17	4,29	3,87	4,75
Eu	1,40	1,53	2,93	3,07	2,95	1,55	1,31	1,58
Gd	4,83	4,22	7,79	7,92	7,68	4,47	3,86	4,59
Tb	0,74	0,66	1,10	1,16	1,30	0,69	0,60	0,71
Dy	3,43	3,67	5,39	5,55	5,86	3,56	3,06	3,75
Ho	0,60	0,61	0,87	0,86	0,98	0,63	0,50	0,67
Er	1,68	1,75	2,32	2,45	2,75	1,59	1,27	1,71
Tm	0,30	0,29			0,32	0,24	0,21	0,28
Yb	1,67	1,53	1,78	1,82	1,98	1,22	1,12	1,44
Lu	0,22	0,21	0,25	0,25	0,30	0,18	0,15	0,21
Hf	3,03	3,47	6,03	5,99	6,47	2,69	2,04	2,72
Ta	1,32	1,27	4,71	4,58	4,59	0,95	0,69	0,95
Pb	3,9	3,1	4,8	4,7	6,9	3,3	2,6	3,1
	2,76	2,01	7,02	6,85	7,47	1,74	1,03	1,57
U	0,65	0,62	1,79	1,81	2,16	0,50	0,31	0,45
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704955±17		0,704200±20	0,704158±20	0,704133±19			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704929		0,704183	0,704141	0,704117			

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32	
	CA-00-133	CA-00-139	CA-00-140	CA-00-141	SA-5	SA-6	CA-00-144	CA-00-145	
SiO ₂ , мас%	54,83	52,46	51,49	46,25	49,30	54,08	48,70	47,80	
TiO ₂	1,33	1,54	1,43	2,39	1,92	1,37	2,01	1,72	
Al ₂ O ₃	15,15	14,75	16,17	13,95	15,17	14,98	14,45	14,37	
Fe ₂ O ₃	1,72	1,65	1,06	5,06	11,58	9,81	2,59	1,68	
FeO	7,60	8,67	9,47	6,11			8,27	8,46	
MnO	0,10	0,11	0,14	0,13	0,15	0,13	0,14	0,15	
MgO	7,05	7,00	7,17	7,97	7,64	6,92	8,94	8,52	
CaO	6,73	7,44	7,58	9,14	7,70	7,09	8,01	8,79	
Na ₂ O	3,87	3,43	3,60	4,64	3,66	3,94	3,24	2,86	
K ₂ O	0,68	0,80	0,63	0,80	1,97	0,62	1,90	1,85	
P ₂ O ₅	0,22	0,27	0,24	0,71	0,50	0,23	0,46	0,47	
H ₂ O ⁻	0,10	0,60	0,18	0,63			0,18	0,67	
H ₂ O ⁺	0,78	1,66	0,93	2,75			0,95	3,21	
Сумма	100,16	100,38	100,09	100,53	99,60	99,17	99,84	100,55	
Sc, мкг/г	17,7	22,1	20,3	14,8			16,5	18,5	
Rb	12,0	13,3	10,1	35,2	33	10	25,8	24,8	
Sr	428	522	505	650	718	375	507	605	
Y	18,9	19,2	23,5	20,6	18	15	21,7	20,2	
Zr	95	109	108	165	166	87	141	132	
Nb	10,6	14,6	13,4	62	28	7	31,2	34,2	
Sn	1,08	1,14	0,86	1,37			1,02	1,24	
Cs	0,19	0,15	0,19	0,49			0,56	0,71	
Ba	209	192	177	324	442	151	346	266	
La	9,4	10,6	11,7	32,1			23,2	24,8	
Ce	19,4	24,3	23,5	56,4			43,7	46,0	
Pr	2,71	3,20	2,93	6,14			4,64	5,09	
Nd	14,2	14,7	15,0	28,0			21,4	22,3	
Sm	3,68	4,15	4,07	5,90			5,19	5,55	
Eu	1,34	1,41	1,33	1,95			1,77	1,57	
Gd	4,22	4,01	3,93	7,37			5,27	4,48	
Tb	0,63	0,62	0,58	1,11			0,88	0,70	
Dy	3,26	3,07	3,37	5,44			4,53	3,82	
Ho	0,55	0,53	0,50	0,96			0,87	0,74	
Er	1,48	1,43	1,56	2,41			2,06	2,06	
Tm	0,20	0,22	0,24	0,39			0,34	0,33	
Yb	1,18	1,33	1,41	2,08			1,61	1,54	
Lu	0,18	0,19	0,20	0,28			0,22	0,23	
Hf	2,14	2,38	2,04	4,56			3,29	3,17	
Ta	0,63	0,76	0,64	4,32			2,33	2,68	
Pb	2,6	2,2	2,0	3,8	3	2	4,1	3,9	
Th	1,47	1,48	1,18	6,06	4	1	4,09	3,62	
U	0,36	0,38	0,36	1,64			1,09	1,18	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704511±20						0,704416±20		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704502						0,704398		

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	33	34	35	36	37	38	39	40
	CA-00-142	CA-00-143	CA-00-149	CA-00-151	CA-00-152	CA-00-146	CA-00-147	CA-00-153
SiO ₂ , мас%	46,92	46,66	50,40	51,80	51,30	52,54	50,51	52,4
TiO ₂	1,82	1,92	2,43	2,38	2,41	2,24	2,11	2,3
Al ₂ O ₃	14,12	14,77	15,10	14,65	15,03	14,30	14,01	15,5
Fe ₂ O ₃	5,36	9,78	3,37	2,12	2,31	1,22	3,15	2,3
FeO	6,00	2,44	7,02	8,43	8,00	8,76	6,98	7,6
MnO	0,19	0,17	0,11	0,14	0,14	0,11	0,09	0,2
MgO	7,66	6,70	5,90	5,92	6,37	6,82	7,00	5,4
CaO	8,68	8,22	7,70	8,40	7,98	7,42	7,46	7,6
Na ₂ O	5,28	4,16	3,17	3,09	3,32	3,30	3,15	3,6
K ₂ O	1,11	0,80	1,66	1,35	1,54	1,62	1,54	1,9
P ₂ O ₅	0,72	0,71	0,60	0,46	0,55	0,48	0,45	0,5
H ₂ O ⁻	0,20	0,50	1,20	0,33	0,30	0,23	1,30	0,3
H ₂ O ⁺	1,87	3,32	1,80	1,32	1,06	0,97	1,95	0,8
Сумма	99,93	100,15	100,46	100,39	100,31	100,01	99,70	100,3
Sc, мкг/г	19,1	16,2	17,9	18,3	19,9	20,0	20,4	17,0
Rb	53,9	30,1	28,6	22,3	21,4	24,0	30,7	21,5
Sr	911	910	773	636	782	536	573	743
Y	23,7	25,0	19,1	22,6	28,7	21,0	21,7	22,8
Zr	188	188	160	130	218	154	207	214
Nb	76	76	26,2	17,3	32,6	23,9	26,4	32,0
Sn	1,10	0,93	1,67	1,63	1,70	1,37	1,44	1,0
Cs	0,84	0,94	0,20	0,30	0,21	0,43	0,20	0,2
Ba	445	467	651	432	595	470	440	648
La	53,6	58,5	28,0	19,8	35,8	25,2	21,8	31,0
Ce	91,2	94,8	53,7	40,7	65,8	47,6	42,9	65,0
Pr	9,34	9,94	6,54	5,88	8,49	6,78	5,09	7,6
Nd	36,2	39,2	32,5	28,5	39,0	35,3	28,1	33,6
Sm	6,75	7,26	8,19	7,00	8,55	6,78	7,05	7,1
Eu	2,03	2,18	2,39	2,33	2,00	2,18	2,24	2,2
Gd	5,66	6,26	6,66	6,12	8,16	6,90	6,37	6,0
Tb	0,95	1,02	1,09	0,94	1,36	1,14	1,07	0,9
Dy	4,33	4,94	5,97	5,30	5,10	4,97	5,21	4,5
Ho	0,81	0,90	1,14	0,92	0,95	1,02	0,91	0,8
Er	2,01	2,38	2,82	2,60	2,73	2,54	2,47	2,1
Tm	0,35	0,36	0,31	0,29	0,37	0,35	0,35	0,3
Yb	1,61	1,77	2,01	1,67	2,35	1,76	1,81	1,5
Lu	0,22	0,24	0,32	0,23	0,35	0,27	0,24	0,2
Hf	4,20	4,69	5,39	3,54	5,87	4,96	5,08	4,9
Ta	4,14	4,36	1,80	1,32	2,15	1,84	1,46	1,7
Pb	5,3	3,7	4,6	3,3	32	4,1	3,9	7,9
Th	7,08	7,18	3,42	1,81	4,10	2,75	2,75	3,1
U	1,86	1,81	0,76	0,45	0,73	0,72	0,66	0,6
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704377±13	0,704274±8		0,704065±20		0,704570±17		0,704363±9
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704357	0,704263		0,704054		0,704555		0,704354

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
	CA-00-154	CA-00-157	CA-00-148	CA-00-150	CA-00-155	SA-1	SA-1,2	SA-2
SiO ₂ , мас%	53,39	50,66	44,95	48,92	47,41	46,75	46,22	52,520
TiO ₂	2,15	1,63	2,09	3,07	2,48	2,43	2,29	2,200
Al ₂ O ₃	14,48	14,86	13,25	15,92	15,15	15,20	14,14	14,750
Fe ₂ O ₃	2,10	3,38	2,02	3,42	3,54	11,60	11,52	11,160
FeO	8,37	7,65	8,23	7,54	7,67			
MnO	0,14	0,18	0,14	0,13	0,17	0,17	0,17	0,140
MgO	5,80	7,39	9,63	4,33	7,59	7,40	9,64	5,430
CaO	7,46	8,74	6,58	7,09	8,10	7,97	8,57	7,320
Na ₂ O	3,36	3,03	4,23	3,51	4,05	4,40	3,94	3,560
K ₂ O	1,24	1,26	1,70	3,10	2,40	2,56	2,17	1,130
P ₂ O ₅	0,39	0,29	0,85	1,47	0,84	0,88	0,76	0,400
H ₂ O ⁻	0,27	0,18	0,28	0,37	0,15			
H ₂ O ⁺	1,11	0,92	6,24	1,09	0,68			
Сумма	100,26	100,17	100,19	99,96	100,23	99,36	99,22	98,610
Sc, мкг/г	16,8	21,3	14,6	16,7	16,2			
Rb	18,1	20,6	36,8	53,1	58,7	73,0	74,0	21,0
Sr	486	459	1030	1352	756	942	823	503
Y	22,5	17,8	24,5	31,8	24,4	24	21	24
Zr	124	116	219	246	214	282	239	186
Nb	13,1	19,5	78	51	84	68	57	16
Sn	1,83	1,87	2,08	2,27	1,68			
Cs	0,27	0,54	0,71	0,28	0,60			
Ba	310	239	765	1722	814	1046	902	377
La	18,1	18,1	57,5	54,8	56,9			
Ce	35,4	38,2	114,9	111,2	110,6			
Pr	4,85	4,43	14,05	14,54	13,35			
Nd	21,9	19,9	62,9	59,0	45,6			
Sm	6,29	4,32	10,32	9,69	8,01			
Eu	1,71	1,39	2,66	3,33	2,37			
Gd	6,24	4,04	6,34	9,32	6,83			
Tb	0,85	0,70	0,94	1,41	1,19			
Dy	5,95	3,66	4,70	6,03	5,18			
Ho	1,01	0,71	0,95	1,12	0,99			
Er	2,45	1,93	2,56	3,57	2,61			
Tm	0,35	0,31	0,34	0,44	0,33			
Yb	1,80	1,55	1,73	2,40	2,27			
Lu	0,32	0,24	0,29	0,34	0,29			
Hf	4,14	3,50	5,08	6,18	5,68			
Ta	1,46	1,43	4,76	3,08	4,41			
Pb	3,2	3,2	7,1	5,1	5,7	4	4	3
Th	2,11	2,82	7,49	3,61	6,75	7	5	2
U	0,46	0,76	1,73	1,03	1,45			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704327±17	0,704865±9		0,704360±9	0,704148±13			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704315	0,704846		0,704347	0,704135			

Примечание. Местоположение образцов и типизация пород показаны на рис. 2: 1–12 – хр. Мяо-Чан; 13–18 – пос. Солнечный; 19–21 – оз. Болонь; 22–30 – р. Манома; 31–34 – пос. Маяк; 35–39 – р. Немта; 40–51 – р. Кия; 52–53 – с. Циммермановка (раннемеловые лавы); 54–56 – скважина Переяславского грабена (раннемеловые лавы). В неполных колонках

Таблица 1. (Окончание).

Компоненты	49	50	51	52	53	54	55	56
	SA-3	SA-38	SA-39	SA-01-271	SA-01-272	1E-1074	1E-1079	1E-1176
SiO ₂ , мас%	51,24	52,26	52,41	51,78	54,13	50,70	51,38	49,02
TiO ₂	1,62	2,08	2,21	0,92	1,03	1,42	0,99	1,36
Al ₂ O ₃	17,11	15,31	14,78	17,10	15,35	14,85	15,05	15,30
Fe ₂ O ₃	8,29	9,57	9,73	4,63	3,85	4,99	2,15	4,38
FeO				4,38	3,92	5,28	6,77	7,43
MnO	0,16	0,12	0,12	0,17	0,13	0,17	0,14	0,17
MgO	4,60	5,95	6,87	4,68	4,22	4,61	5,17	4,99
CaO	5,75	6,50	7,09	8,04	8,32	8,51	5,98	8,01
Na ₂ O	5,30	4,19	3,74	3,29	3,51	2,24	2,40	3,84
K ₂ O	3,34	2,49	2,04	0,94	1,74	1,09	1,38	0,82
P ₂ O ₅	0,65	0,62	0,51	0,26	0,32	0,28	0,32	0,28
H ₂ O ⁻				0,30	0,22	1,63	1,00	0,42
H ₂ O ⁺				3,55	3,62	4,17	7,48	4,23
Сумма	98,05	99,10	99,51	100,04	100,36	99,94	100,21	100,25
Sc, мкг/г				22,9	20,4	37,2	28,5	37,9
Rb	111	49	28	14,5	39,7	18,6	38,8	21,5
Sr	2038	848	678	504	660	327	304	552
Y	25	23	19	15,6	19,1	28,9	21,8	29,1
Zr	450	260	228	45	126	116	74	124
Nb	97	28,0	25,0	2,62	9,07	9,22	5,59	8,96
Sn				0,50	0,85	1,24	1,79	1,35
Cs				1,51	1,14	0,51	1,41	0,47
Ba	1525	755	540	243	453	369	429	387
La				8,3	23,2	15,3	15,9	15,2
Ce				19,5	49,0	34,5	34,7	34,4
Pr				2,87	6,43	4,39	4,33	4,43
Nd				12,9	25,5	18,9	18,5	19,2
Sm				3,22	5,07	4,97	4,42	4,72
Eu				1,04	1,46	1,52	1,42	1,46
Gd				3,08	4,30	5,28	4,22	5,45
Tb				0,49	0,70	0,84	0,66	0,84
Dy				2,62	3,62	4,81	3,70	4,81
Ho				0,53	0,65	1,01	0,74	1,05
Er				1,67	1,92	2,79	2,07	3,00
Tm						0,44	0,30	0,46
Yb				1,60	1,85	2,65	1,79	2,87
Lu				0,23	0,24	0,39	0,26	0,38
Hf				1,12	3,39	3,11	1,99	3,40
Ta				0,10	0,53	0,55	0,44	0,53
Pb	8	3	4	2,6	6,4	4,9	2,3	8,3
Th	12	4	3	1,14	6,52	1,97	2,28	2,09
U				3,20	2,60	0,34	2,12	0,81

микроэлементов приведены результаты измерений методом рентгеновской флуоресценции.

Отсутствие данных – определений не производилось. Значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr приведены к стандарту NBS SRM 987 (0,710250) по среднему результату многократных измерений (0,710300). Показана погрешность измерений по последним цифрам (2σ). Аналитики: М.А. Смагунова (петрогенные оксиды); М.Е. Маркова (подготовка проб для определения микроэлементов, метод ICP-MS); В.И. Ложкин, Е.П. Чебыкин (съемка на приборе, метод ICP-MS).

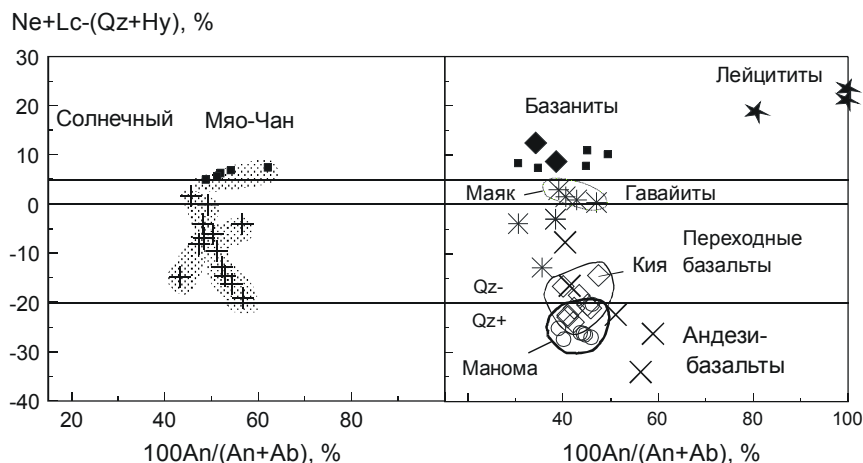


Рис. 3. Соотношения нормативных минералов в позднекайнозойских вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

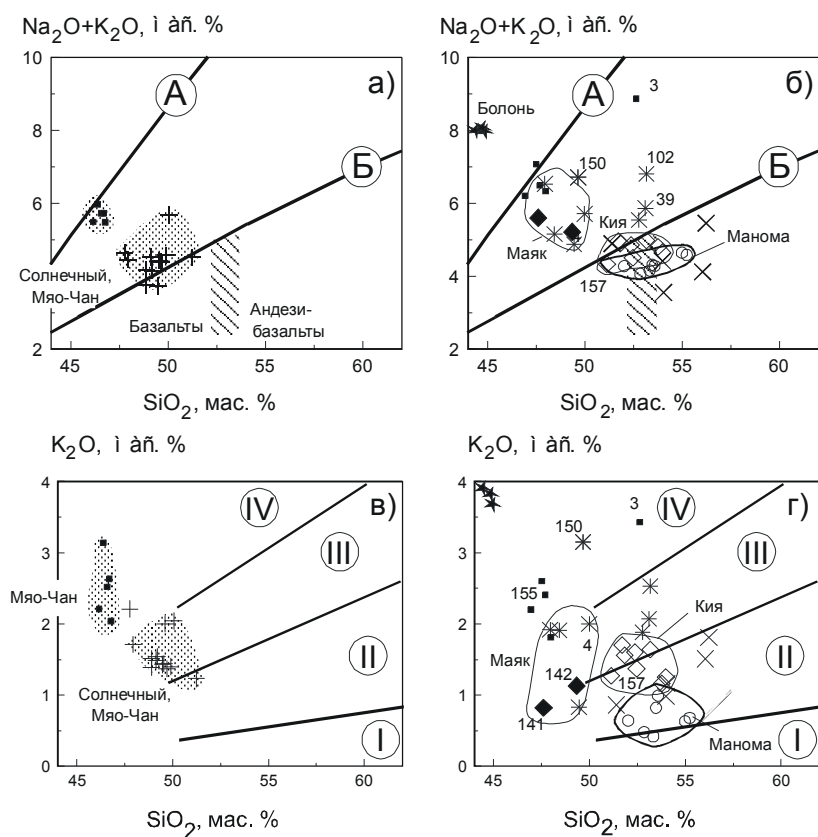


Рис. 4. Соотношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а, б) и $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (в, г) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Разделительные линии на рис. а, б – пород умеренной и высокой щелочности (А), пород умеренной и нормальной щелочности (Б) [1]. Полосой с косой штриховкой разделены андезибазальты и базальты. На рис. в, г обозначены поля вулканических серий: I – низкокалиевой (толеитовой), II – умереннокалиевой (известково-щелочной), III – высококалиевой (известково-щелочной) и IV – шошонитовой [30]. Показаны номера образцов, отличающихся по химическому составу от преобладающих типов лав вулканических ареалов. Составы приведены к 100% без учета потерь при прокаливании.

датировка – 14,8 млн лет, район пос. Солнечный). Здесь распространена контрастная ассоциация переходных базальтов и базанитов.

Вулканический интервал 12–8 млн лет назад хорошо выражен в Южном Приморье [20, 21]. В это время здесь извергались низкокалиевые толеитовые базальты, андезибазальты, андезиты, оливиновые толеиты и мегаплаггиофировые базальты. По К–Аг-датировкам [9, 29], лавы юго-восточной части Шкотовского плато относятся к ранней фазе извержений (11,8 и 10,8 млн лет) и к поздней фазе (8,8 и 8,7 млн лет). С лавами ранней фазы сопоставляются лавы

вулкана Медвежьего и останцов верховьев р. Коппи (обе К–Аг-датировки – 11,9 млн лет [22]), а также верховьев р. Анюй (11,6 млн лет). С лавами заключительной фазы коррелируются андезиты вулкана Барановского (8,2 млн лет [20]) и щелочные пикробазальты вулкана Сальского (8,4 млн лет [10]). К средней фазе вулканического интервала 12–8 млн лет назад относятся мегаплаггиофировые базальты юго-западной части Шкотовского плато (9,4 млн лет) [21]) и лавы мыса Поворотного (10,1 млн лет [9, 29]). Датированные оливиновые толеиты Совгаванского плато (9,6, 9,0 и 8,7 млн лет) [4] коррелируются с лавами средней и поздней вулканических фаз.

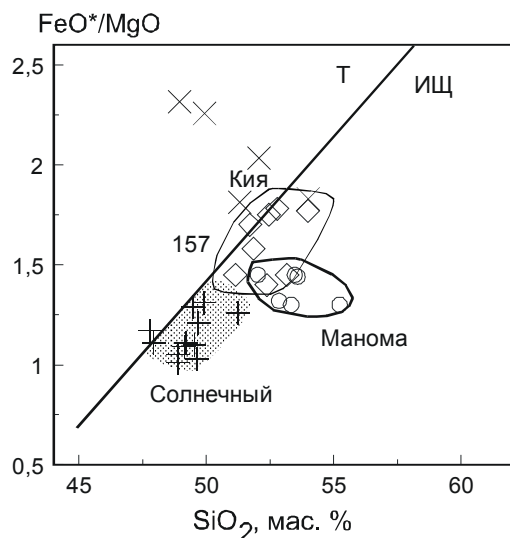


Рис. 5. Соотношения FeO*/MgO – SiO₂ в вулканических породах нормальной щелочности.

Усл. обозн. см. на рис. 2. FeO* – общее железо в закисной форме. Разделительная линия толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий показана по работе [11]. Для сравнения нанесены умеренно щелочные лавы пос. Солнечный.

В Среднеамурской впадине вулканический интервал 12–8 млн лет назад был обозначен сначала извержением андезибазальтов ранней фазы. Лавовый поток такого состава из юго-восточной части показал ⁴⁰Ar–³⁹Ar возраст плато 11,1 млн лет (табл. 2). Андезибазальтовая лава была отделена интервалом 1,6 млн лет от лав различного состава средней и поздней фаз интервала, распространившихся вдоль юго-восточного края впадины 9,5–8,1 млн лет назад

(К–Аг-датировки 9,5, 8,6, 8,5, 8,1 млн лет). Середине интервала 12–8 млн лет назад соответствуют лейцититы оз. Болонь, излившиеся в центральной части Среднеамурской впадины (⁴⁰Ar–³⁹Ar-датировка методом полного плавления образца – 9,6 млн лет [17]) и андезибазальты р. Маномы, восточный край впадины (К–Аг-датировка – 9,5 млн лет).

Интервалу 8–5 млн лет соответствовали щелочные лавы (базаниты, гавайиты) Совгаванского плато (7,7, 7,5 и 5,4 млн лет) [4] и переходные базальты экструзии Слабинка Шкотовского поля (7,1 млн лет) [20]. В юго-восточной части Среднеамурской впадины этот интервал представлен переходными базальтами, излившимися 7,4 млн лет назад.

К вулканическому интервалу 5–3 млн лет назад относятся экструзия Старикова (3,3 млн лет [21]), базальты верховьев р. Самарги, левобережья верховьев р. Бикин и щелочные пикробазальты Бикин-Алчанского междуречья, вулкана Бабушка (соответственно 3,0, 3,9 и 4,8 млн лет [19]). В этот интервал попадают базаниты юго-восточной части Среднеамурской впадины возрастом 4,8–4,1 млн лет (датировки 4,8, 4,3 и 4,1 млн лет). Базаниты насыщены глубинными включениями.

В процессе развития вулканизма Среднеамурской впадины существенно менялись К–Na отношения лав, сильно недосыщенных кремнеземом. Базаниты с промежуточными К/Na были характерны для начальной и заключительной фаз ~15 и 5–4 млн лет назад. В промежутке между этими фазами извергались лавы различного состава, в том числе низкокалиевые базаниты и высококалиевые лейцититы (рис. 6).

Таблица 2. Результаты измерения возраста образца СА-00-157 методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

T, °C	Кумулятивный ³⁹ Ar, %	⁴⁰ Ar±2σ	³⁹ Ar±2σ	³⁸ Ar±2σ
600	0,077866±0,001372	1,937908±0,001897	0,054331±0,001372	0,002948±0,001033
700	9,638676±0,018868	17,32334±0,032695	6,671085±0,018868	0,132334±0,01157
900	82,13919±0,058759	111,0033±0,121488	50,58746±0,058759	0,822371±0,025465
1050	94,55386±0,033785	24,80665±0,044167	8,662376±0,033785	0,311804±0,026022
1200	100±0,016292	25,09652±0,026911	3,800058±0,016292	0,360566±0,008349

T, °C	³⁷ Ar±2σ	³⁶ Ar±2σ	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar±2σ	Кажущийся возраст, млн лет ±2σ
600	0,04896±0,029988	0,003887±0,001366	14,52805±7,439937	71,86±36,08
700	1,449924±0,374782	0,009859±0,018799	2,160073±0,832766	10,87±4,18
900	25,35851±0,774039	0,013845±0,058657	2,113412±0,342657	10,63±1,72
1050	16,38345±0,85006	0,015773±0,033581	2,325654±0,7	11,70±3,5
1200	58,70897±0,255246	0,059964±0,01612	1,850231±2,14275	9,31±10,76

Примечание. Плато ступеней 700, 900 и 1050 °C – 11,07±0,46 млн лет. J-фактор = 0,002797±0,000020.

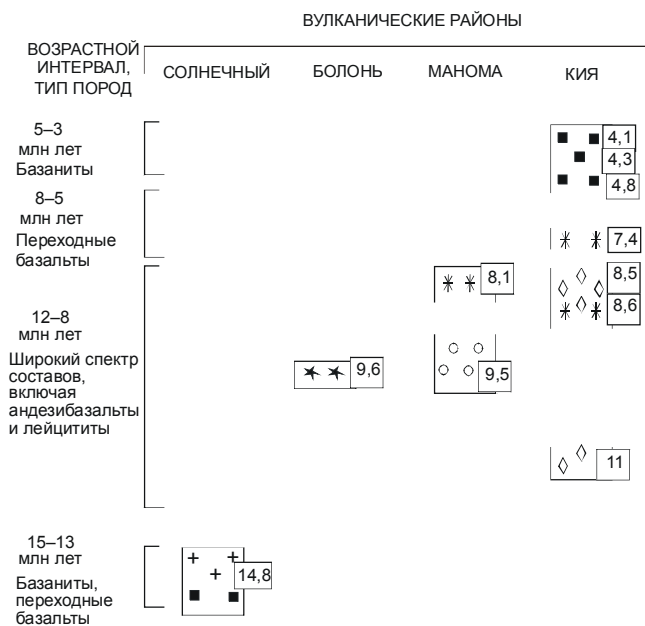


Рис. 6. Схема возрастной корреляции вулканических пород из районов Среднеамурской впадины.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ СТРОНЦИЯ

Начальные стронциевые изотопные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в лавах Среднеамурской впадины существенно варьируют (табл. 1, рис. 7).

Базаниты и переходные базальты пос. Солнечный образуют на диаграмме $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отдельные фигуративные поля с низкими и более высокими значениями обоих параметров. Такой разрыв свидетельствует о происхождении базанитов из мантийного источника, обедненного радиогенным изотопом ^{87}Sr , а переходных базальтов – из корового источника, обогащенного этим изотопом.

В Кия-Маноминской вулканической зоне с лейцититами оз. Болонь выделяются две группы пород с низкими ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀: одна группа имеет высокие концентрации стронция ($1/^{86}\text{Sr} = 6-11$), другая – более низкие ($1/^{86}\text{Sr} = 12-16$). К первой группе относятся лейцититы и низкокальциевые базаниты, часть переходных базальтов и гавайитов р. Кия и пос. Маяк, ко второй – базаниты с промежуточными К–Na отношениями и часть андезитобазальтов р. Кия. Вторая группа сопоставима с базанитами пос. Солнечный.

В андезитобазальтах р. Кия ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ возрастают от 0,704 до 0,705 с повышением значений $1/^{86}\text{Sr}$ от 12 до 20. Положение тренда относительного повышения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ подобно наклону соединительной линии между базанитами и переходными базальтами пос. Солнечный.

Андезитобазальт р. Маномы показал значение $1/^{86}\text{Sr}$, превышающее этот показатель в андезитобазальтах р. Кия и приближающееся к интервалу значений раннемеловых базальтов обнажения у с. Киселевка (местоположение см. на рис. 2). Точка андезитобазальта р. Маномы находится на окончании тренда, начинающегося лейцититами и гавайитом СА-00-150. По сравнению с трендами смещения мантийного и корового материала в вулканиках пос. Солнечный этот тренд имеет более крутой наклон.

Группы пород с низкими ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, различающиеся по концентрациям стронция, по-видимому, представляют собой выплавки из мантии разного изотопного состава. Эти группы отличаются и по микроэлементным характеристикам. Базаниты с промежуточными К–Na отношениями обладают более низкими Ва/К, высокими К/У и повышенными К/Nb (рис. 8). Лейцититы оз. Болонь по этим элементным характеристикам приближаются к базанитам с промежуточными К–Na отношениями.

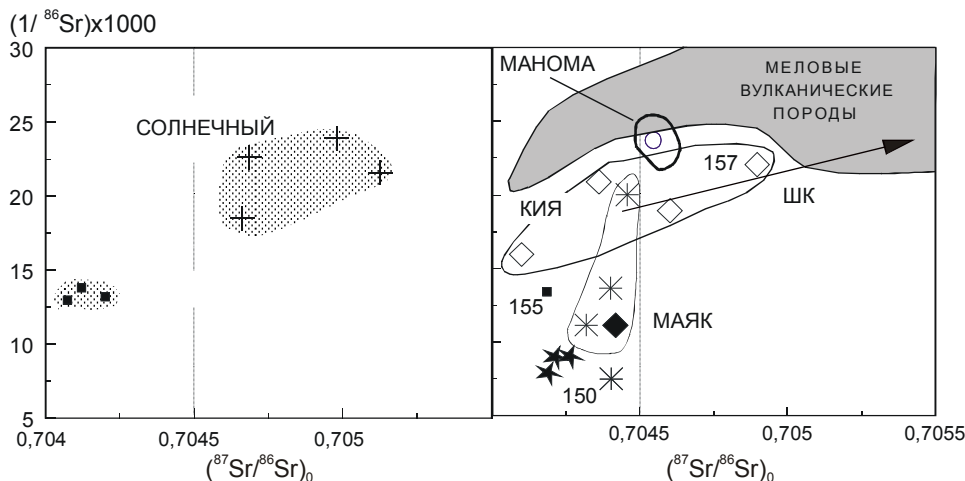


Рис. 7. Соотношения $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Стрелкой обозначен тренд повышения $1/^{86}\text{Sr}$ и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в вулканических породах юго-западной части Шкотовского вулканического поля Южного Приморья (ШК) (объяснения в тексте). Заливкой показано фигуративное поле меловых вулканических пород киселевского комплекса из Киселевско-Маноминского террейна [3].

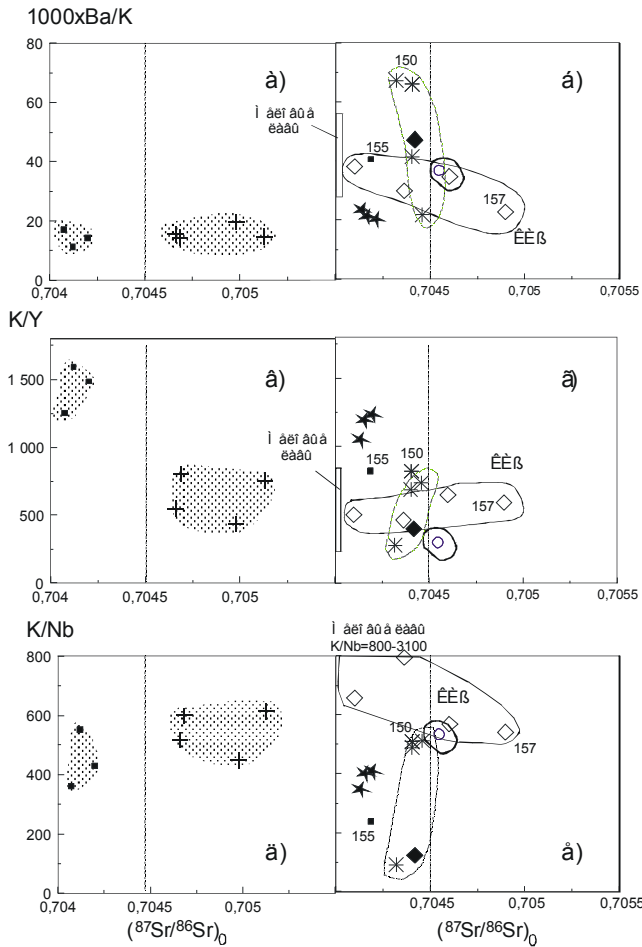


Рис. 8. Соотношения Ba/K – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (а, б), K/Y – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (в, г) и K/Nb – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (д, е) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Происхождение базанитов и переходных базальтов пос. Солнечный из различных источников подтверждается взаимным пересечением линий концентраций редких земель, нормированных к хондриту (рис. 9). Низкие концентрации тяжелых редких земель в базанитах пос. Солнечный указывают на существенную роль граната в источнике, а повышение их концентраций – на уменьшение роли граната. Нормированные отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в базанитах составляют 20–28 и снижаются в переходных базальтах до интервала 7–12. На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$ (рис. 10 а) фигуративные точки базанитов и переходных базальтов образуют линию двухкомпонентного смешения. Компонент с высоким $(\text{La}/\text{Yb})_n$ образовался при малой (~0,5 %) степени частичного плавления гранатового перидотита, а компонент с более низким

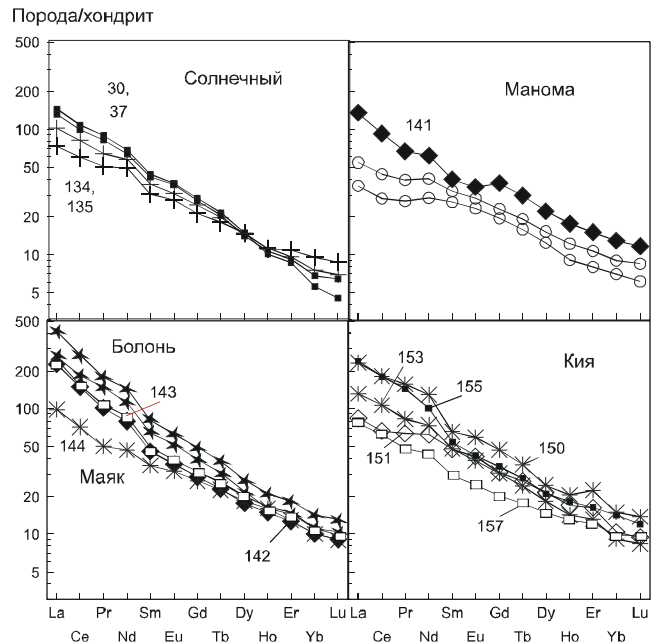


Рис. 9. Концентрации редкоземельных элементов позднекайнозойских вулканических пород, нормированные по хондриту [32]. Линия лейцитита с максимальными концентрациями редких земель приведена по работе [12]. Их завышение в этой работе, возможно, связано с аналитической погрешностью измерений (недоучетом дрейфа прибора). Определения авторов по трем образцам согласуются с аналитическими данными, опубликованными в работе [23].

Усл. обозн. см. на рис. 2 (незалитые прямоугольники использованы во избежание наложения знаков).

$(\text{La}/\text{Yb})_n$ – при более высокой степени частичного плавления. Это согласуется с выводом о коровом происхождении последнего компонента, обладающего высокими $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $1/^{86}\text{Sr}$ (рис. 7).

В лейцититах можно видеть сходное с базанитами возрастание легких редких земель по отношению к тяжелым $((\text{La}/\text{Yb})_n = 22-27)$. В лавах пос. Маяк – низкокалийвом базаните СА-00-142 и гавайите СА-00-143 – концентрации редких земель и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ близки наименее щелочным разновидностям лейцититов оз. Болонь. По сравнению с базанитами пос. Солнечный, эти породы имеют более высокие концентрации Yb (рис. 10). В базанитах р. Кия концентрации Yb также повышенные. Более низкие содержания иттербия в базанитах пос. Солнечный могут свидетельствовать об отличии состава мантийного материала, вовлеченного в плавление под Баджалским

террейном, по отношению к мантийному материалу, плавившемуся под аккрегированными террейнами Среднеамурской впадины.

Относительные вариации лантана и иттербия в вулканических породах Кия-Маноминской вулканической зоны свидетельствуют о смешении не менее трех компонентов. К составам малых (0,5–1%) и более высоких степеней плавления гранатовых перидотитов присоединяется компонент с более высокими концентрациями иттербия, возможно, связанный с плавлением шпинелевых перидотитов (рис. 10). В андезибазальтах р. Маномы $(La/Yb)_n$ минимальные (5–8), а в андезибазальтах р. Кия несколько возрастают (7–14) с относительным увеличением концентраций иттербия (рис. 10 б).

В андезибазальтах р. Маномы и некоторых разновидностях пород такого же состава р. Кия выявляется своеобразное распределение нормированных концентраций редких земель. Они последовательно увеличиваются от Lu до Sm, а от Nd до La практически не возрастают, а в некоторых образцах даже снижаются (рис. 9).

Характер меняющихся соотношений тяжелых, средних и легких редких земель иллюстрируется диаграммами рис. 11 а,б. В базанитах пос. Солнеч-

ный $(La/Sm)_n$ выше $(Sm/Yb)_n$. С возрастанием этих отношений разница между ними увеличивается. В переходных базальтах пос. Солнечный выявляется тренд относительного возрастания $(Sm/Yb)_n$ при относительном снижении $(La/Sm)_n$, причем в образцах с низкими $(La/Sm)_n$ концентрации SiO_2 возрастают (рис. 11в).

Фигуративные точки лейцититов оз. Болонь и части базанитов Кия-Маноминской вулканической зоны смещены в область выше линии равных пропорций $(La/Sm)_n$ и $(Sm/Yb)_n$. Точки других позднекайнозойских вулканических пород располагаются ниже этой линии. Последняя тенденция была прежде выявлена в андезибазальтах Совгаванского плато [4] и Южного Приморья [20]. Наблюдается последовательное смещение фигуративных полей андезибазальтов р.р. Кия, Маномы и Южного Приморья с относительным снижением $(La/Sm)_n$ и возрастанием $(Sm/Yb)_n$ при увеличении концентраций SiO_2 (рис. 11).

Из рассмотрения редкоземельных спектров следует вывод о существенном отличии источников позднекайнозойских вулканических пород пос. Солнечный от пород оз. Болонь и Кия-Маноминской вулканической зоны.

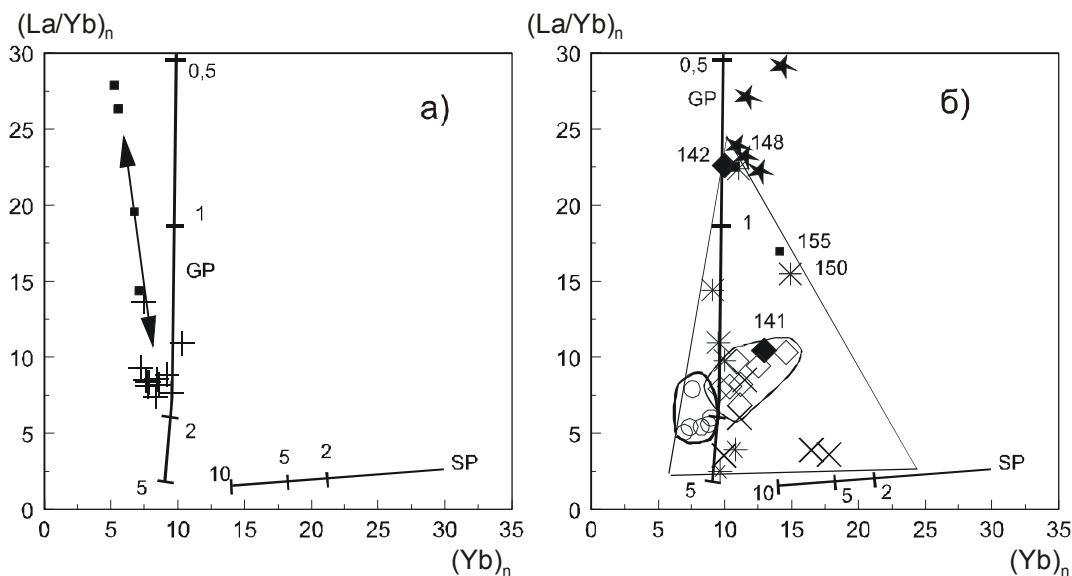


Рис. 10. Соотношения $(La/Yb)_n$ и Yb_n в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Для нормирования концентраций элементов использован состав хондрита [32]. Рассчитанные линии частичного плавления гранатового перидотита (GP) и шпинелевого перидотита (SP) показаны по работе [34]. На рис. а) линией со стрелками на обоих концах выделено направление двухкомпонентного смешения расплавов малых степеней частичного плавления гранатового перидотита с расплавами более высоких степеней частичного плавления с примесью выплавов из коры, а на рис. б) обозначен треугольник составов, образовавшихся при смешении компонентов малых степеней частичного плавления гранатового и шпинелевого перидотитов и более высоких степеней плавления перидотитов. Последний компонент содержит примесь выплавов из коры. Кроме точек образцов табл. 1, нанесены две точки составов лейцититов из работы [12].

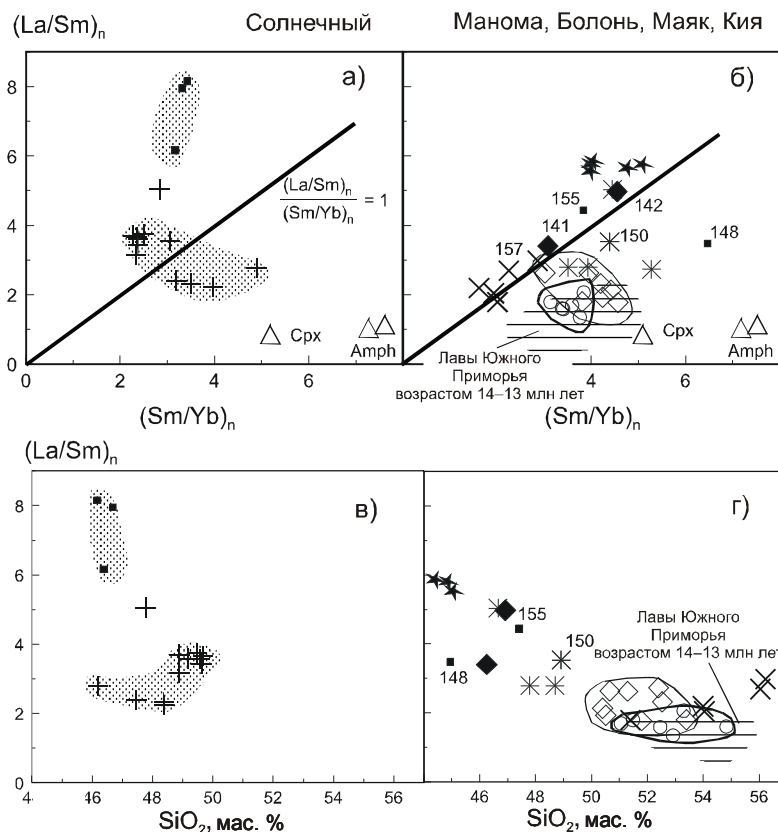


Рис. 11. Соотношения $(La/Sm)_n - (Sm/Yb)_n$ (а, б) и $(La/Sm)_n - SiO_2$ (в, г) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Треугольниками показаны составы мегакристаллов клинопироксенов (Срх) и амфиболов (Amph) из щелочных лав Юга Дальнего Востока.

ДРУГИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

На рис. 12 приведены диаграммы ряда совместных-несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии. Базаниты и лейцититы в общем располагаются выше среднего состава базальтов океанических островов, а самое низкое положение, почти на уровне обогащенных базальтов срединных океанических хребтов, занимают андезитобазальты р. Маномы. В вулканических породах р. Кия и андезитобазальтах р. Маномы выделяется положительная аномалия Ва. Низкокалиевые базаниты СА-00-141 и СА-00-142 обнаруживают отрицательные аномалии Ва и К. Для вулканических пород пос. Солнечный, оз. Болонь и пос. Маяк характерны повышенные нормированные концентрации Cs и относительное снижение концентраций следующей за ним группы элементов (Rb, Ba, Th и U).

В координатах Nb – Zr (рис. 13) все породы разделяются на две группы: группу мантийных выплавок с Nb–Zr отношениями более 0,2 и группу пород, содержащих коровые компоненты, с Nb–Zr отношениями менее 0,2.

На диаграмме Nb/La – Ba/La (рис. 14) точки составов лав пос. Солнечный, оз. Болонь и пос. Маяк

располагаются в контуре базальтов вулканического поля Джеронимо, имеющего типичные характеристики астеносферного материала активной континентальной окраины Запада США. Фигуративные точки андезитобазальтов рр. Манома и Кия смещены от контура базальтов Джеронимо к области составов оргенных андезитов.

Мантийные и коровые выплавки отличаются между собой по отношениям Ce–Pb и Nb–U. В лавах мантийного происхождения Ce/Pb меняются от 16 до 26, а Nb/U – от 37 до 58 и сопоставляются с отношениями в океанических базальтах (соответственно 25 ± 5 и 47 ± 10 [27, 31]). В лавах, контаминированных коровыми выплавками, Ce/Pb уменьшаются до интервала 6–13, а Nb/U – до интервала 30–50. В коре эти отношения достигают 4 и 10 соответственно [28].

СОПОСТАВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ И МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Меловые андезитобазальты из скважины Переяславского грабена и обнажений пос. Циммермановка в целом близки позднекайнозойским андезитобазальтам по содержаниям петрогенных оксидов (рис. 3, табл. 1). В отличие от них, на диаграмме $FeO^* - SiO_2$

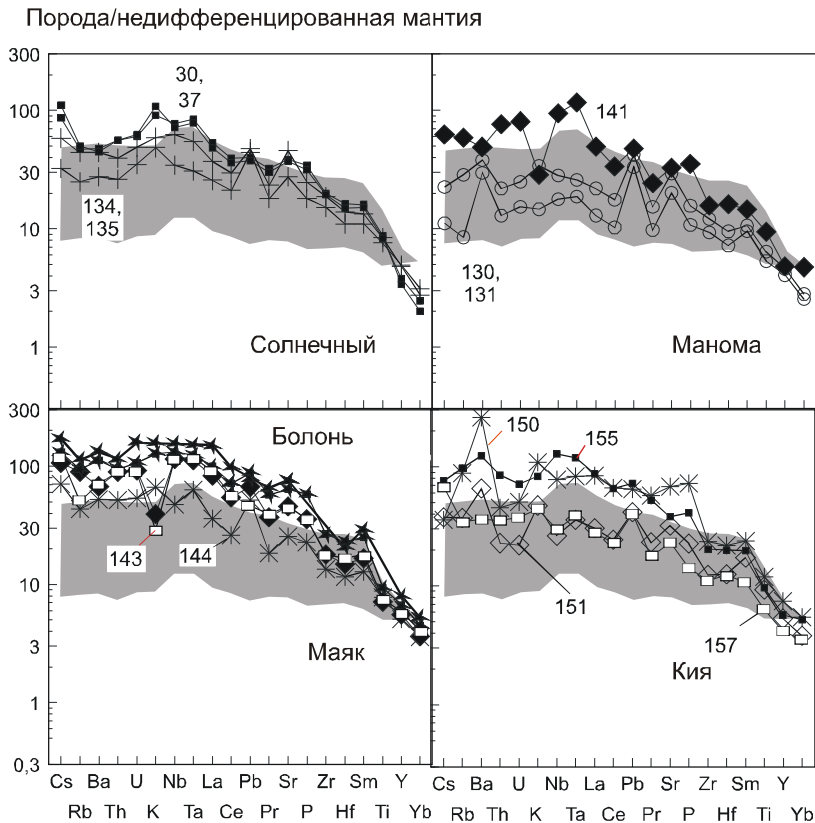


Рис. 12. Концентрации ряда несовместимых–совместимых элементов позднекайнозойских вулканических пород, нормированных к недифференцированной мантии [26].

Усл. обозн. см. на рис. 2, 9. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [32]. Заштрихована область между средними составами базальтов океанических островов (ОИВ) и обогащенных базальтов срединных океанических хребтов (Е-MORB) [32]. Линия лейцитита, наиболее обогащенного малыми элементами, приведена по работе [12].

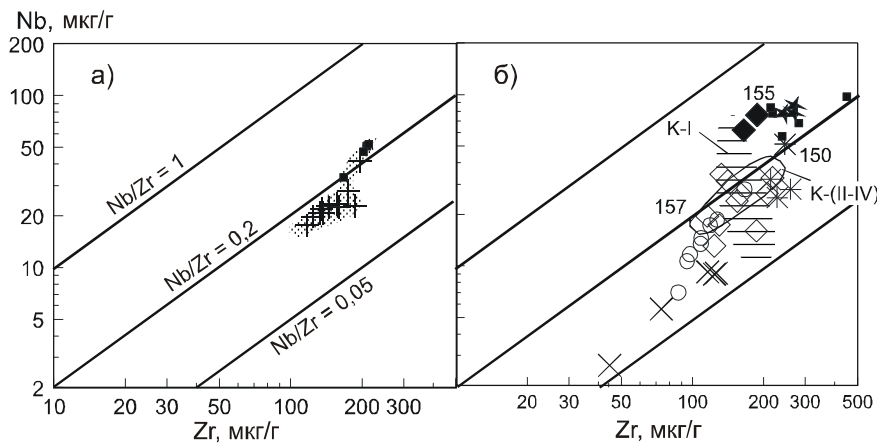


Рис. 13. Соотношения Nb и Zr в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. К-I – раннемеловые вулканические породы пластины I (обнажение у с. Киселевка). К-(II-IV) – то же, пластин II-IV [3].

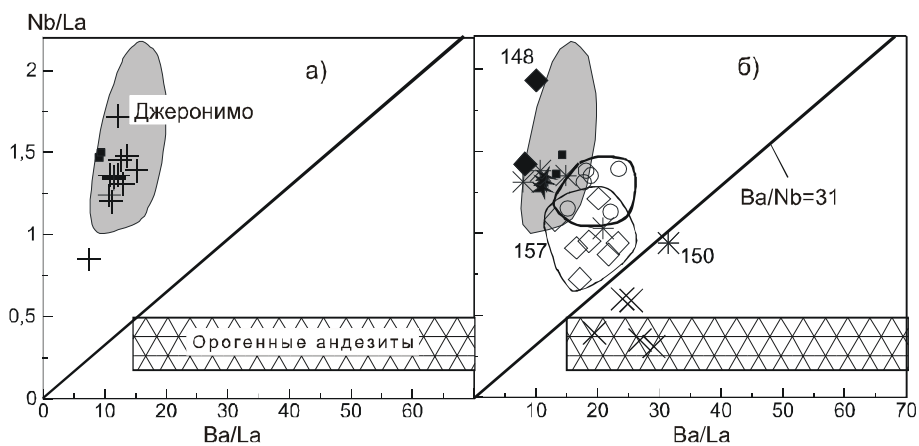


Рис. 14. Соотношения Nb/La – Ba/La.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Фигуративные поля пород Джеронимо и орогенных андезитов показаны по работе [31].

(рис. 5) меловые андезибазальты распределяются в поле толеитовой серии.

В меловых лавах установлено сравнительно слабое обогащение легкими редкими землями по отношению к тяжелым, $(La/Yb)_n = 3-9$ (рис. 15). Их точки располагаются на линии равных пропорций $(La/Sm)_n$ и $(Sm/Yb)_n$ (рис. 11). Следовательно, примесь обедненного компонента типа MORB в меловых андезибазальтах отсутствует. Часть из них обогащена иттербием при низких $(La/Yb)_n$ и, по-видимому, представляет собой выплавки из шпинелевых перидотитов (рис. 10).

Для меловых лав характерны резко выраженные минимумы Nb и Ta, а в некоторых из них – минимумы Zr и Hf (рис. 16). Их отличие выражено в низких Nb/Zr (0,1–0,06) (рис. 13). Для сравнения на диаграмме Nb–Zr (рис. 13) показаны фигуративные поля составов раннемеловых вулканических пород из Киселевско-Маноминского террейна (обнажения у с. Киселевка). Они отличаются от меловых лав пос. Цим-

мермановка и Переяславского грабена и попадают в диапазон позднекайнозойских лав, за исключением отдельных образцов из пластины I, имеющих низкие Nb/Zr. В отличие от пород позднего кайнозоя, они имеют высокие начальные стронциевые отношения (рис. 4). На диаграмме Nb/La – Ba/La меловые лавы пос. Циммермановка и Переяславского грабена попадают в поле орогенных андезитов (рис. 14). По низким отношениям Ce/Pb (4–15) и Nb/U (4–11) они существенно отличаются от океанических базальтов и приближаются к выплавкам из континентальной коры.

По концентрациям некоторых микроэлементов меловые андезибазальты сопоставляются с позднекайнозойскими. Повышенные Ba/K и K/Nb в позднекайнозойских андезибазальтах р. Кия с низкими $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ сопоставимы с этими отношениями в меловых лавах (рис. 7). При возрастании этих отношений в обоих случаях должна была усиливаться роль плавления амфибола по сравнению со слюдой [20].

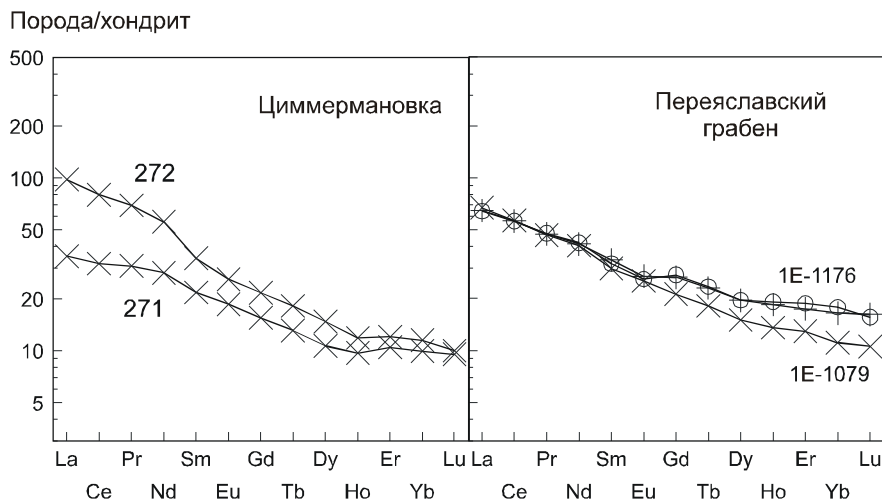


Рис. 15. Нормированные к хондриту [32] концентрации редкоземельных элементов меловых вулканических пород.

Усл. обозн. см. на рис. 2.



Рис. 16. Концентрации ряда несовместимых–совместимых элементов меловых вулканических пород, нормированных к недифференцированной мантии [26].

Усл. обозн. см. на рис. 2. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [32]. Заштрихована область между средними составами базальтов океанических островов (OIB) и обогащенных базальтов срединных океанических хребтов (E-MORB) [32].

Сходное поведение Ba, K, Nb и Rb меловых и позднекайнозойских андезибазальтов, по-видимому, регулировалось близкими соотношениями слюды и амфибола в глубинных источниках. По другим геохимическим параметрам меловые базальты и андезибазальты явно отличались от позднекайнозойских.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вулканические породы могут быть производными плавления коры, мантийной части литосферы и подлитосферной мантии. В свою очередь, подлитосферные выплавки могут образоваться непосредственно под подошвой литосферы либо представлять собой материал, поднимавшийся в виде плюмов или диапиров из глубоких частей мантии, а иногда с границы ядра. Конвективное перемешивание подлитосферного материала в общем должно способствовать его микроэлементной и изотопной гомогенизации, а компоненты литосферной мантии и коры, наоборот, несут в себе признаки геохимической и изотопной гетерогенности, сложившейся в ходе геологической истории. Для северного Сихотэ-Алиня имеются томографические данные, свидетельствующие о существовании низкоскоростной аномалии до глубин 410 км [22 и ссылки в этой работе], поэтому весьма вероятно, что часть расплавов могла иметь сравнительно глубинное происхождение.

Исследования химического состава глубинных ксенолитов из позднекайнозойских базальтов показали, что на уровне шпинелевой фации глубинности под Кировским, Медвежьим и Свягинским вулканами Ханкайского массива состав мантии меняется от обедненного до близкого к недифференцированному [18]. В то же время, не выявлено каких-либо существенных различий в составе ксенолитов шпинелевых лерцолитов вулканов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и Ханкайского массива. Признаков субдукционных процессов в мантийных ксенолитах не обнаружено [25].

Высокие $(La/Yb)_n$ при сравнительно низких концентрациях иттербия в позднекайнозойских лавах свидетельствуют об их происхождении за счет плавления гранатсодержащей мантии. По вариациям $1/^{86}Sr - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в Южном Приморье достаточно отчетливо выражена смена слегка обогащенных мантийных компонентов позднекайнозойских лав Ханкайского массива ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7045-0,705$) обедненными компонентами на границах Сергеевского и Самаркинского террейнов ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,703-0,704$) [21]. При образовании базальтовых магм в плавление вовлекались объемы мантии, исчисляемые, по крайней мере, кубическими километрами, а чаще десятками и сотнями кубических километров. Такое плавление

отражало общий уровень обогащения–обеднения мантийного материала в пределах крупных блоков и нивелировало локальные неоднородности, выраженные на микроуровне в ксеногенном мантийном материале.

Позднекайнозойские вулканические породы, производные плавления мантии, в Среднеамурской впадине и на сопредельных территориях имеют изотопные отношения стронция ниже хондритового (0,7045). Это указывает на обедненный состав их мантийных источников в Rb–Sr-изотопной системе. Более низкие концентрации иттербия в мантийных вулканитах, развитых в пределах Баджальского террейна, по сравнению с позднекайнозойскими породами Среднеамурской впадины (рис. 10) объясняются более высоким содержанием граната в источнике либо отличиями по содержаниям других минеральных фаз в литосферной мантии.

Обращает на себя внимание смена выплавки с промежуточными K–Na отношениями из мантии под Баджальским террейном выплавками с широкими вариациями калия и натрия из мантии под Среднеамурской впадиной. Завершение мантийного магматизма базанитами р. Кия с промежуточными K–Na отношениями 4,8–4,1 млн лет назад может свидетельствовать о связи изменения состава мантийного магматизма не только с различным составом перидотитов корневых частей террейнов, но и с более общей регулировкой состава мантийных расплавов при усилении магматизма 15–3 млн лет назад. По-видимому, в начале и в конце этого импульса изливались расплавы, поднимавшиеся из-под литосферы, а на промежуточной стадии инициировалось плавление материала литосферной мантии.

Представленные данные по микроэлементам и изотопным отношениям стронция позднекайнозойских вулканических пород Среднеамурской впадины и такие же данные по Южному Приморью [20, 21] свидетельствуют о латеральных вариациях состава вулканических пород, связанных с вовлечением в плавление корового материала. В Киселевско-Маноминском террейне толщина коры резко уменьшается по отношению к коре Анюйского микроконтинента (рис. 17). Утолщение коры в Анюйском микроконтиненте рассматривалось как результат развития коллизионных процессов [15]. Можно предположить, что влияние коллизии в какой-то мере проявилось и в сопредельной глубинной части Киселевско-Маноминского террейна. Начальные изотопные стронциевые отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в позднекайнозойских лавах Кия-Маноминской вулканической зоны увеличиваются при небольшом повышении $1/^{86}Sr$. Такой же тренд позднекайнозойских лав северной коллизион-

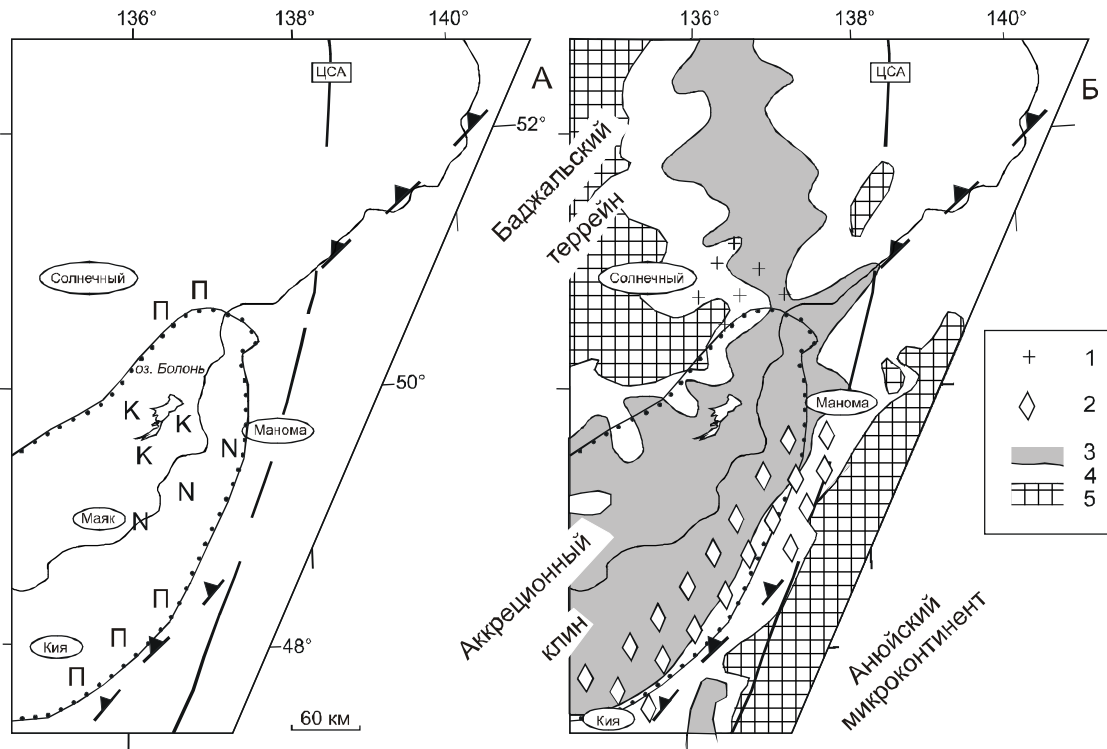


Рис. 17. Схема пространственного распределения мантийных (А) и коровых (Б) компонентов в вулканических породах Среднеамурской впадины и сопредельных территорий.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Мантийные выплавки разного состава: К – калиевые лейцититы, N – низкокальциевые (натровые) базаниты и П – базаниты с промежуточными калий-натровыми отношениями; 1 – переходные базальты; 2 – андезибазальты; 3–5 – вариации мощности коры: <32 (3), 32–36 (4) и >36 км (5) [5].

ной границы Сергеевского террейна интерпретировался как следствие синколлизийной переработки литосферного материала с увеличением в нем роли калия и рубидия [21]. Сходство изотопно-геохимических характеристик позднекайнозойских лав во фронтальных частях Аюйского микроконтинента и Сергеевского террейна может служить указанием на их одинаковую роль в геологическом развитии территории как коллизийных структур.

Мантийные и коровые выплавки хорошо различаются между собой по вариациям K/Y и K/Nb на субмеридиональном профиле рис. 18. В мантийных базанитах хребта Мяо-Чан отношение K–Y высокое (1250–1590), несколько снижается в лейцититах оз. Болонь (1060–1240), а в породах с мантийными характеристиками пос. Маяк, бассейнов рр. Немта и Кия колеблется в интервале 600–900. В коровых выплавках значения K/Y ниже. В андезибазальтах р. Маномы это отношение достигает минимальных значений (190). Отношения K–Nb в раннеплиоценовых мантийных вулканических породах р. Кия (в базанитах с промежуточными K/Na) в целом ниже, чем в

однотипных среднемиоценовых мантийных породах хр. Мяо-Чан. Лавы, контаминированные коровым материалом, имеют повышенные K/Nb (до 800), снижающиеся до значений океанических базальтов (250 [32]). В низкокальциевых базанитах определены K/Y на уровне коровых составов, а K/Nb – ниже отношений, свойственных океаническим базальтам.

Низкое K/Y (<300) в андезибазальтах и низкокальциевых базанитах р. Маномы может иметь два объяснения. Одно исходит из предположения об его значении как показателя обстановки задугового бассейна [33]. В этом случае нужно признать, что условия мощного позднекайнозойского растяжения создавались не только в Восточном Сихотэ-Алине, но и в юго-восточной части Среднеамурской впадины. Другое объяснение допускает унаследованность низких K/Y от субстрата, обедненного калием при спрединговом образовании океанической коры и ее раннемеловой аккреции. Роль материала с низким K/Y как индикатора геодинамических условий задугового бассейна должна рассматриваться в контексте ранне-мезозойского тектогенеза. Максимальное растяже-

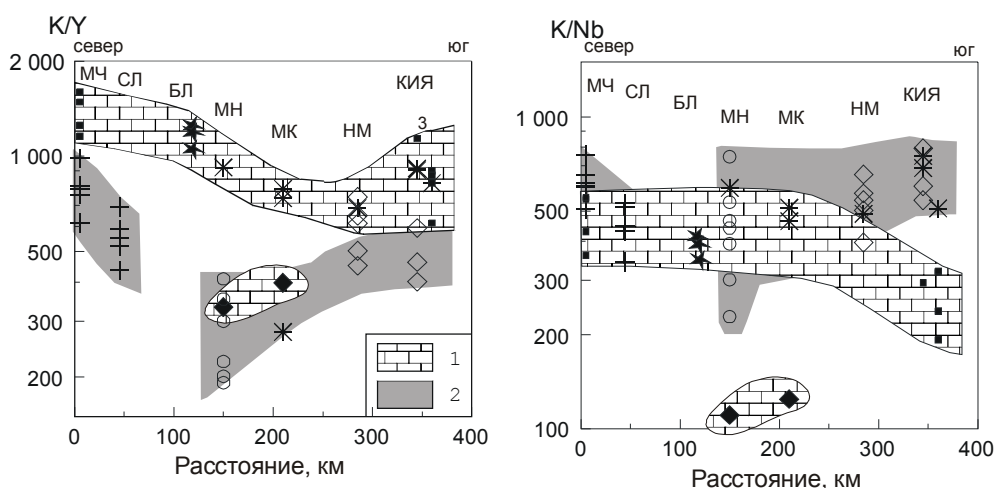


Рис. 18. Субмеридиональные вариации K/Y и K/Nb в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины и сопредельных территорий.

Усл. обозн. см. на рис. 2. 1 – породы мантийного происхождения; 2 – породы с примесью корового материала. Районы: МЧ – хр. Мяо-Чан; СЛ – пос. Солнечный; БЛ – оз. Болонь; МН – р. Маномы; МК – пос. Маяк; НМ – р. Немта; КИЯ – р. Кия.

ние коры в бассейне р. Маномы могло сочетаться с раннемеловыми сдвиговыми смещениями по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому. Низкое K/Y андезибазальтов явилось результатом плавления коры, а низкокалиевых базанитов – результатом плавления перидотитового мантийного материала, возможно, принадлежавшего субдуцированному слэбу.

Низкие $(La/Sm)_n$ при высоких $(Sm/Yb)_n$ характерны для мегакристаллов клинопироксенов и амфиболов из щелочных лав Юга Дальнего Востока (рис. 11а,б). Особенности распределения редких земель в андезибазальтах могут объясняться вовлечением в плавление субстрата, содержащего такие минеральные фазы. Но весьма вероятно и гибридное происхождение андезибазальтов за счет смешения расплавов из двух источников: 1) расплава из глубинного источника (состав с плавным возрастанием нормированных концентраций редких земель от тяжелых к легким) и 2) расплава типа N-MORB из малоглубинного источника (состав с относительным снижением легких лантаноидов по отношению к средним). Само появление составов с низкими $(La/Sm)_n$ при высоких $(Sm/Yb)_n$ должно служить показателем наличия примесного компонента, выплавлявшегося в обстановке, сходной с условиями срединных океанических хребтов. Если такой компонент образовался в процессе

спрединга океанической коры или ее аккреции к континентальной окраине, в качестве обедненного примесного компонента андезибазальтов выступал переплавленный материал мезозойской океанической коры. Однако нельзя исключить и вероятность непосредственного выплавления обедненного расплава типа N-MORB в результате глубинного магматического события, сопровождавшего весьма интенсивное локальное растяжение коры Среднеамурской впадины около 9,5 млн лет назад. Сходная обстановка образования андезибазальтов с аномальной конфигурацией редкоземельных спектров имела место в средней части Восточного Сихотэ-Алия около 15 млн лет назад, а в Южном Приморье – около 13 млн лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пространственно-временном развитии магматизма Среднеамурской впадины и сопредельных территорий различаются два этапа: среднемиоценовый и позднемиоцен-раннеплиоценовый. Сначала, около 15 млн лет назад, магматизм проявился в Баджальском террейне и пограничной с ним части аккреционного клина Хабаровского, Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов, а затем, 11–4 млн лет назад, сконцентрировался вдоль границы аккреционного клина с Анюйским микроконтинентом (рис. 19).

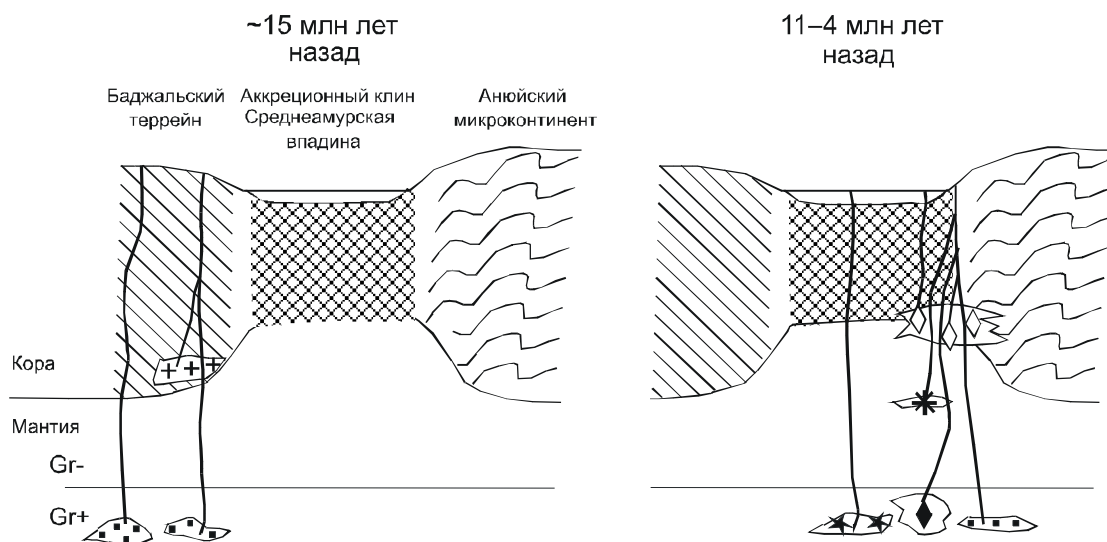


Рис. 19. Схема развития позднекайнозойского глубинного магматизма под Среднеамурской впадиной и сопредельными территориями.

Усл. обозн. магматических источников для разновидностей пород см. на рис. 2.

По соотношениям $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и микроэлементным характеристикам (K/Nb , K/Y , Ba/La , Nb/La , Ba/K , Ce/Pb , Nb/U) выделяются разновидности вулканических пород мантийного происхождения (базаниты, лейцититы) и разновидности, частично обогащенные коровыми компонентами (гавайиты, переходные базальты, андезибазальты).

Среднемиоценовый магматический эпизод границы аккреционного клина и Баджальского террейна был представлен выплавками из гранатосодержащей мантии (базанитами с промежуточными K/Na) и коры (переходными базальтами). На границе аккреционного клина с Анюйским микроконтинентом в интервале 11–8,5 млн лет назад выплавлялись андезибазальты (производные плавления шпинелевых перидотитов малоглубинной мантии и нижней части коры) и низкокалийевые базаниты (производные плавления гранатовых перидотитов). В середине этого временного интервала, около 9,6 млн лет назад, в центральной части аккреционного клина извергались калиевые лейцититы – выплавки из гранатовых перидотитов. Заключительная вулканическая фаза интервала 4,8–4,1 млн лет назад была представлена базанитовыми лавами (с промежуточными $\text{K}-\text{Na}$ отношениями), выплавлявшимися из гранатовых перидотитов.

Наиболее существенная примесь корового материала содержалась в андезибазальтах р. Мано-

мы, излившихся около 9,5 млн лет назад. В них определены низкие K/Y (<300), низкие $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (1–2) при повышенных $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (3–4). Для этого эпизода реконструируются условия, соответствовавшие интенсивному растяжению коры. Геохимическая аномалия вулканических пород была пространственно связана со сдвиговыми смещениями по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому и, вероятно, первоначально образовалась в процессе раннемелового тектогенеза. Позднекайнозойские андезибазальты унаследовали аномально обедненный калием состав малоглубинного материала аккреционного клина, а низкокалийевые базаниты – состав более глубинного материала гранатовых перидотитов, возможно, принадлежавших субдуцированной океанической плите (слэбу).

Работа проводится по научной школе 00-15-98574, проектам РФФИ 01-05-65005, 00-05-64557, 01-05-97245, проекту № 335 6-го молодежного конкурса Президиума РАН и проекту ИГ СО РАН № 27.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. 367 с.
2. Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 89–93.
3. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохими-

- ческие особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 83–96.
4. Есин С. В., Пархоменко В.С., Травин А.В., Шестель Ю.Г. Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня (К–Аг-датирование возраста, петрохимическая и REE-характеристика) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 9. С. 21–33.
 5. Карта вулcano-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. 1:1500 000 / Гл. ред. Н.А. Шило, Ю.А. Косыгин. 1982.
 6. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сыминь и др. Стратиграфическая корреляция позднемезозойских – кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньдзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. № 6. С. 81–102.
 7. Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжан Синьчжоу, Ван Сыминь. Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Манчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 36–45.
 8. Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3–16.
 9. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
 10. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 189–209.
 11. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез / Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 288 с.
 12. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и мигрирования Амурской мегаструктуры. Благовещенск: АмурКНИИ, 2000. 160 с.
 13. Натальин Б.А. Что может сказать кальций-магниевое отношение в кайнозойских базальтах о юрско-меловой мантии и тектонической эволюции // Тихоокеан. геология. 2001. № 5. С. 113–117.
 14. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины. Препр. Владивосток: ИТиГ ДВО АН СССР, 1989. 57 с.
 15. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.
 16. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
 17. Приходько В. С., Чеснер К.Е., Этлингер Е.Д., Дейно А., Кифи М. Лейцитовые базальты Болонского вулкана (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 140 – 142.
 18. Приходько В.С., Землянухин В.Н., Чубаров В.М. Состав и строение Верхней мантии под Ханкайским массивом // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 88–94.
 19. Рассказов С.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Брандт И.С., Брандт С.Б. Миграция позднекайнозойского вулканизма как показатель глубинной геодинамики на юге Сибири и Дальнего Востока // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем: Тез. докл. Владивосток, 2000. С. 63–65.
 20. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н. Эволюция средне-позднемиоценового магматизма Южного Сихотэ-Алиня // Эволюция эндогенных режимов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. С. 214–246.
 21. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
 22. Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 93–117.
 23. Федоров П.И., Колосков А.В. Базальты Болонского вулкана (Приморье) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 1. С. 209–211.
 24. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
 25. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from Sikhote-Alin, southern Siberia, Russia: trace-element signature of mantle beneath a convergent continental margin // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 275–294.
 26. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
 27. Natalin B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–43.
 28. Newsom H.E., White W.M., Jochum K.P., Hofmann A.W. Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. Earth Planet. Sci. Letters. 1986. N 80. P. 299–313.
 29. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K–Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 271–282.
 30. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
 31. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // J. Geophys. Res. V. 100, N B7. P. 10, 287–10,301.
 32. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication N 42, 1989. P. 313–345.

33. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prikhodko V.S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism // *Geophys. Res. Letters*. 2000. V. 27, N 11. P. 1587–1590.
34. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F., Menzies M.A. Potassic volcanic rocks in NE China: Geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 1275–1303.

Поступила в редакцию 20 ноября 2002 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

**S.V. Rasskazov, V.S. Prikhodko, Ye.V. Saranina, M.N. Maslovskaya, T.A. Yasnygina,
V.G. Semenova, A.V. Travin**

Space-and-time variations of mantle and crustal components in the Late Cenozoic volcanic rocks from the Middle Amur basin, Southeastern Russia

Space-and-time variations of major and trace elements (ICP-MS method) as well as strontium isotopes have been studied in Cenozoic volcanic rocks from the Middle Amur basin. Volcanic rocks of mantle origin (basanites, leucitites) and those contaminated with crustal components (hawaiites, transitional basalts, and andesitic basalts) have been distinguished on the diagram $1/^{86}\text{Sr}$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ and those of indicative elemental ratios (K/Nb, K/Y, Ba/La, Nb/La, Ba/K, Ce/Pb, Nb/U). The Late Cenozoic volcanism was initiated by a contrast association of transitional basalts and basanites at ca. 15 Ma in the northwestern termination of the Middle Amur basin. At 11 Ma, a single andesitic basalt lava flow erupted in the southeastern part of the basin. The eruption of leucite basanite lavas in the central part of the basin was contemporaneous with the beginning of volcanic eruptions along the whole extent of the southeastern margin of the basin. Andesitic basalts and low-K basanites erupted in the time interval of 9.5–8.0 Ma and were followed by transitional basalts at 7.4 Ma. The final volcanic phase of basanite eruptions took place at 4.8–4.1 Ma. The pre-Cenozoic volcano-sedimentary strata in the Middle Amur basin belong to the Early Cretaceous accretionary wedge of the Khabarovsk, Amur, and Kiselevka-Manoma terranes. A thin crust is a characteristic of the accretionary wedge. At 15–4 Ma, the mantle magmatism shifted from its northwestern boundary to the southeastern boundary, and against its background, melting took place first in the collision-derived thickened crust of the Badzhal terrane and afterwards in the collision-derived thickened crust of the Anyuy microcontinent.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И СИСТЕМЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА АЗИИ И ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ

*Л.Ф. Мишин**, *Чжао Чунцзин***, *А.И. Солдатов**

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

***Шэньянский институт геологии и полезных ископаемых, Шэньян, КНР*

На восточной окраине Азиатского континента, в области развития мезозойско-кайнозойского субаэрального вулканизма, выделены три разновозрастные системы, по структурному положению и составу пород соответствующие окраинно-континентальным вулканическим поясам. С запада на восток выделяются системы: Удско-Большехинганская (J_3-K_1), Охотско-Сунгарийская (K_{1-2}), Сихотэ-Алинская (K_2-P). Автономность этих структур подчеркивается наличием продольной зональности. По отношению к Тихоокеанской окраине в них выделяются внутренняя и внешняя зоны, резко различающиеся окислительно-восстановительными условиями, первичными отношениями изотопов стронция, характером распределения редкоземельных элементов пород и другими признаками. В соответствии с распределением магматических пород выделяются три разновозрастные металлогенические системы, в каждой из которых формируются две сопряженные зоны (по профилирующему элементу): внутренняя золотоносная и внешняя оловоносная. Возрастная дискретность оруденения выражена более резко, чем аналогичная дискретность самого магматизма, и это служит дополнительным веским аргументом обоснованности выделения трех возрастных, пространственно разобщенных систем.

Ключевые слова: вулкано-плутонические пояса, оруденение, зональность, окислительно-восстановительные условия, геохимия, изотопия, Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Известково-щелочные вулканические и комагматические им плутонические породы на Востоке Азии распространены от Тихоокеанской окраины до Забайкалья. Максимум магматической активности на этой территории приходится на позднеюрско-палеогеновый период. С этим этапом магматизма связано большинство месторождений олова, золота, серебра и все известные проявления вторично-кварцитово-формации. В современном срезе вулканические породы сохранились в виде изолированных полей и отдельных протяженных поясов. Форма их выходов во многом определяется условиями и длительностью эрозионных процессов, а также структурой фундамента.

В основу районирования магматических образований нами положены возраст и зональность вулканизма.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И СИСТЕМЫ

Многими исследователями Востока Азии отмечалось омоложение вулканогенных толщ с запада на восток [6, 30, 42]. Вместе с тем, меловой вулканизм оказался сквозным для всей территории, что создавало иллюзию непрерывности вулканизма и послужило причиной того, что при тектонических построениях возраст вулканогенных образований должным образом не анализировался.

При сопоставлении возрастов начальных и конечных фаз вулканизма и интрузивного магматизма в отдельных вулканических полях выяснилось, что существуют протяженные ареальные зоны с синхронным магматизмом и со скачкообразным изменением возрастов на границах таких зон [38]. Эти близодновременные ареалы обычно изолированных выходов вулканических и плутонических пород были выделены как мегапояса или системы (рис. 1).

С востока на запад выделяются Сихотэ-Алинская сеноман (турон)-олигоценая, Охотско-Сунгарийская альб (баррем)-сеноманская (маастрихт) и самая обширная Удско-Большехинганская позднеюрско-раннемеловая вулcano-плутонические системы.

Сихотэ-Алинская система включает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и серию разобщенных вулканических полей и интрузивных массивов в Центральном Сихотэ-Алине. Согласно стратиграфической схеме*, начальные фазы субэврального вулканизма в южном Сихотэ-Алине датируются сеноманом (верхняя часть разреза петрозувеской свиты), а на севере – туроном. Накопление вулканогенных толщ происходило с перерывами до конца неогена. Верхнемеловые вулканогенные образования представлены породами среднего и кислого составов с подчиненным распространением базальтов. В кайнозойе постепенно вулканизм приобретает базальтовый состав, а вулканы кислого состава образуют локальные постройки (пихтачская, кедровская и колчанская свиты) на фоне преимущественного распространения базальтоидов. В этих условиях стратиграфическое расчленение пород связано с большими трудностями, и, несмотря на значительное количество изотопных определений возраста, объем и возраст свит и толщ трактуется по-разному [15, 29, 45]. По химическому составу породы относятся к известково-щелочной серии, и лишь в неогене произошло излияние толеитовых и щелочных базальтов, отвечающих по петрогеохимическим характеристикам внутриплитным платобазальтам [29]. По данным абсолютных возрастов этот этап охватывал период от 20 до 4 млн лет назад. 20–25 млн лет назад – амагматичный период, отвечающий времени раскрытия Японского моря [74]. Неогеновый этап отличается полным отсутствием интрузивного магматизма, и для него не известны сколько-нибудь значительные проявления гидротермальных процессов и рудной минерализации. Кроме того, неогеновые толеитовые и щелочные базальты распространены далеко за пределы Сихотэ-Алиня, включая Китай и Забайкалье [49]. По этой причине неогеновые базальты отнесены к самостоятельному плитному комплексу и в данной работе не рассматриваются.

Вулканические породы тесно ассоциируют с гранитоидами, образуя вулcano-плутонические комплексы. Раннемеловые гранитоиды хунгарийской, сандинской и татитибинской серий, не имеющие вул-

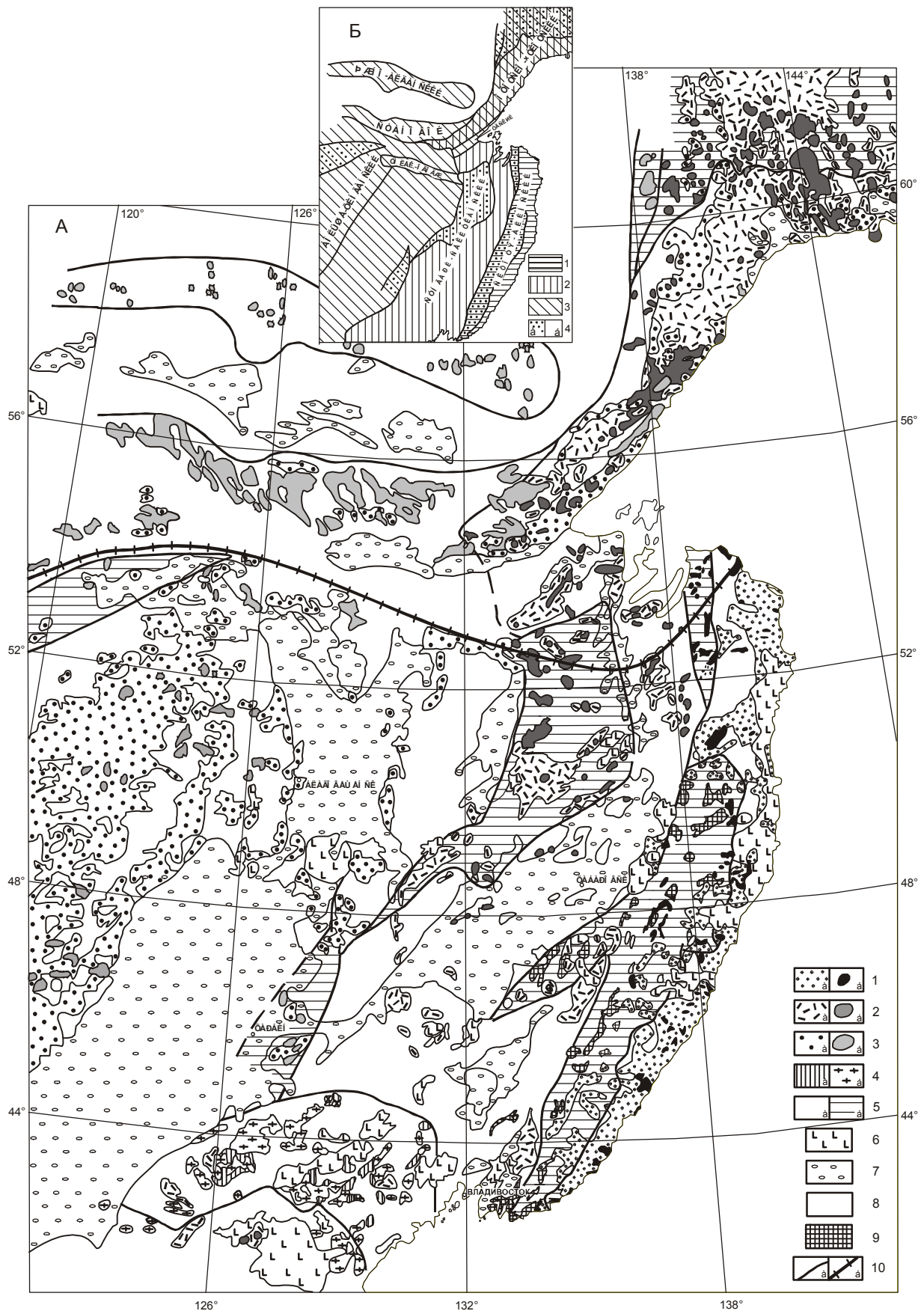
канических комагматов, выделяются в самостоятельный плутонический пояс [54] и в данной работе рассматриваются в качестве фундамента.

Охотско-Сунгарийская система. В её составе выделяются Охотско-Чукотский пояс (рассматривается его юго-западный фланг, включающий Преджугжурский, Ульяновский и Куйдусунский вулканогены) и вулканические поля в восточной части Буреинского и Ханкайского массивов (Селиткано-Сунгарийский сегмент). Южное выклинивание системы произошло в районе, примыкающем к северному окончанию Северо-Китайской платформы. В Селиткано-Сунгарийском сегменте заложение системы произошло в альбе и, возможно, в отдельных структурах – в барреме–апте. Согласно стратиграфической схеме, толщи, венчающие сохранившуюся часть разреза в этом регионе, датируются коньяком, однако многочисленные современные Rb/Sr, K/Ar и Ar/Ar определения возраста вулканических пород, гранитов и оруденения свидетельствуют о туронском возрасте завершающей фазы магматизма [8, 10, 22, 24].

Граница Селиткано-Сунгарийского сегмента с Сихотэ-Алинской системой проходит вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, ей соответствует резкая смена окислительных условий формирования магматических пород. К Селиткано-Сунгарийскому сегменту здесь относятся Алчанская и Южно-Приморская вулканические зоны, которые объединялись ранее в Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Возраст алчанской свиты определялся ранее как позднеальбский–сеноманский, но согласно последним геологическим исследованиям (Амельченко, 2000 г.) эти отложения датируются альбом.

Наиболее ранние вулканогенные образования Южно-Приморской зоны, объединяемые в коркинскую серию, также датировались поздним альбом–сеноманом. Поводом для пересмотра возраста послужили радиологические данные, полученные для гранитоидов Кричного рудного поля, прорывающих отложения коркинской вулканической серии. Rb/Sr и K/Ar методами в разных лабораториях получены близкие цифры – 104, 97, 98 млн лет [56]. Согласно этим данным, возраст отложений коркинской серии не моложе альба. Биостратиграфические данные также указывают на альбский и, возможно, более древний возраст коркинской серии [46]. В пределах Западного Сихотэ-Алиня отмечается частичное совмещение раннемеловых вулканогенных образований с позднемеловыми и палеогеновыми вулканическими породами Сихотэ-Алинской системы. Стратиграфический перерыв между этими комплексами вулканических пород в алчанской зоне достигает 40 млн лет.

* Здесь и далее имеется в виду решение четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1994. 123 с.



Возраст вулканогенных отложений юго-западного сегмента Охотско-Чукотского пояса на основе биостратиграфических данных и определений абсолютного возраста определяется как альб-маастрихтский [1, 3, 21, 23].

Удско-Большехинганская система объединяет вулcano-плутонические комплексы позднеюрско-раннемелового (в основном доальбского) возраста, распространенные на обширной территории к западу от Охотско-Сунгарийской системы. Эта система не имеет четко выраженного простирания. Наряду с разрозненными полями вулканитов Северо-Восточного Китая, Зейско-Буреинского района и Амурской области в её состав входят разноориентированные крупные вулcano-плутонические пояса: Большехинганский, Монголо-Забайкальский, Умлекано-Огоджинский, Становой, Южно-Алданский и Удской.

Восточная граница Удско-Большехинганской системы на первом этапе проводилась главным образом по резкому изменению степени окисленности пород [37]. В последние годы для интрузивных и вулканических пород этой системы разными методами были получены многочисленные данные по абсолютному возрасту, подтверждающие наличие значительного возрастного скачка на границе с Охотско-Сунгарийской системой [2, 17, 57, 58]. Так, возраст магматических пород Умлекано-Огоджинского пояса, непосредственно контактирующего с Охотско-Сунгарийской системой, составляет от 145 млн лет (магдагачинский комплекс) до 118–115 млн лет (галкинский комплекс) и 100 млн лет (трахибазальт-трахиандезитовый комплекс) [58]. Возраст магматических пород Станового пояса определяется в 130–109 млн лет [2].

На территории Северного Китая, в том числе в вулканическом поясе Большого Хингана, вулканические породы сформировались в интервале 150–104 млн лет назад, при этом более поздние вулканические образования, объединяемые в формацию иликэдэ, распространены ограниченно, главным образом в приразломных зонах. Гранитоиды на

этой территории предшествуют вулканизму и имеют возраст 180–150 млн лет [67].

Близкий возраст имеют вулканические и плутонические породы в Приаргунском районе [12]. Вулканические породы здесь выполняют, как правило, узкие приразломные, рифтогенного характера, грабены.

На востоке системы позднеюрские вулканические породы достоверно известны в пределах Удского пояса, ограниченные по площади выходы установлены в Ульяновском прогибе (бассейн р. Тукчи, тукчинская толща) и Центрально-Охотской зоне (огонерская толща), основная же часть выходов вулканитов на востоке системы датируется ранним мелом. Неомовые отложения, постепенно выклиниваясь, прослеживаются на север в основании Охотско-Чукотского пояса. Разделяет последние готерив-аптский стратиграфический перерыв [22].

В Забайкалье и Монголии достаточно широко представлены раннемезозойские (T_3 - J_2) вулканические и плутонические породы [30]. Подобного возраста магматические породы установлены в северо-восточном обрамлении Северо-Китайской платформы.

В целом можно говорить об удревнении с востока на запад возраста нижней границы вулканогенных толщ в пределах Удско-Большехинганской вулcano-плутонической системы. По-видимому, раннемезозойские магматические породы образуют самостоятельную систему.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ЭТАПНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

На Востоке России основными промышленными объектами являются месторождения золота и олова. Они наиболее изучены. В настоящее время для большинства крупных месторождений имеются радиологические определения возраста оруденения, основная масса которых произведена в последние годы Rb/Sr, Ar/Ar методами в разных лабораториях, и в результате получены достаточно надежные сопоставимые датировки, обобщенные в табл. 1.

Рис. 1. Схематическая карта и схема районирования вулcano-плутонических систем.

А. 1–3 – вулcano-плутонические системы: Сихотэ-Алинская – K_2 -Ф (1), Охотско-Сунгарийская – K_1 - K_2 (2) и Удско-Большехинганская – J_3 - K_1 (3), (а – вулканические породы, б – плутонические); 4 – раннемезозойские вулканические (а) и плутонические (б) образования; 5 – зоны вулcano-плутонических систем внутренние (а) и внешние (б); 6 – неоген-четвертичные базальтоиды; 7 – осадочные бассейны; 8 – образования фундамента; 9 – раннемеловые граниты хунгарийского, татибинского и сандинского комплексов; 10 – границы систем и зон (а) и сутуры (б).

Б. Схема районирования позднеюрско-палеогеновых вулcano-плутонических образований.

1–3 – вулcano-плутонические системы: сеноман-палеогеновая (1), апт (альб) – сеноманская (маастрихт) (2), позднеюрско-раннемеловая (3). 4 – зоны внешняя (а) и внутренняя (б). Подписаны вулканические пояса.

Таблица 1. Соотношение возраста магматических пород и оруденения.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ																			
			Сихоте-Алинская (K ₂ -P)		Охотско-Сунгарийская (K _{1,2})				Удско-Большехинганская (J ₃ -K ₁)													
					Селиткано-Сунгарийская зона		Охотско-Чукотский пояс															
			Магматизм	Оруденение		Магматизм	Оруденение		Магматизм	Оруденение		Магматизм	Оруденение									
	1*	2*		1*	2*		1*	2*		1*	2*											
N, 24,6	Миоцен		■	Au, Ag	Sn, W	■	■	■	■	■	■	■	■									
	P	Олигоцен 38,0												■	■	■	■	■	■	■	■	■
		Эоцен 54,9																				
65	Палеоцен	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■										
K	Верхний 97,5	Маастрихтский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■									
		Кампанский																				
		Сантонский																				
		Коньякский																				
		Туронский																				
	Нижний	Сеноманский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■								
		Альбский																				
		Аптский																				
		Барремский																				
		Готеривский																				
144	Верхний	Валанжинский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■									
		Берриасский																				
J	Верхний		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■									

Примечание. 1* – внутренняя зона, 2* – внешняя зона.

В Сихоте-Алинской вулcano-плутонической системе большинство золото-серебряных месторождений сформировалось в интервале 48–38 млн лет, и лишь для Многовершинного месторождения получены цифры около 60 млн лет [16, 61].

Для оловянного оруденения наряду с палеогеновым выделяются раннемеловой и позднемеловой этапы. Совмещение разновозрастного оруденения наблюдается в одних и тех же рудных районах, например, в Кавалеровском – 95–45 млн лет [10]. Полихронность оруденения в этих районах обусловлена полихронностью интрузивного магматизма. Здесь пространственно совмещены раннемеловые (досеноманские), позднемеловые и палеогеновые магматические комплексы с возрастным интервалом от 137 до 55 млн лет (Rb/Sr датировки, [10]). В Арминском рудном районе возраст интрузивных образований, по данным [10, 53], находится в пределах 86–62 млн лет (оруденение известно со всеми гранитами). Полихронность отличает также бор-полиметаллическое оруденение Дальнегорского района. Общая продолжительность рудного этапа в этом районе составляет интервал от 74 до 56 млн лет [61].

В Селиткано-Сунгарийском сегменте альб-сеноманской системы современные датировки золоторуд-

ных объектов отсутствуют, золото-серебряные рудопроявления в Алчанской вулканической зоне, судя по геологическим данным, имеют послелеальбский возраст, скорее всего сеноманский. Для оловянных месторождений имеются многочисленные Rb/Sr и Ag/Ag определения возрастов гидротермалитов. По этим данным оловянное оруденение на всей отмеченной территории укладывается в узкий временной интервал 96 – 83 млн лет [9, 22].

В Охотско-Чукотском сегменте золото-серебряные месторождения имеют возраст 72–80 млн лет [16, 20, 25, 44]. Исключение составляет Дукатское серебряное месторождение, для адуляров которого получены цифры от 103 до 109 млн лет. Дукатское месторождение и вмещающие его толщи, по-видимому, относятся к позднеюрско-раннемеловой системе магматических пород [68].

Руды касситерит-силикатной формации формировались 88–86 млн лет тому назад [64]. Аналогичный возраст имеют серебро-полиметаллические с оловом месторождения (месторождение Мечта – 76–88 млн лет [18]). Подводя итог, можно заключить, что в Охотско-Сунгарийской системе главные промышленные типы золото-серебряных и оловянных место-

рождений формировались практически одновременно на всем ее протяжении.

С позднеюрско-раннемеловым этапом магматизма связана основная золотоносность востока России. В последние годы для большинства золоторудных месторождений, расположенных в Амурской области, преимущественно Rb/Sr методом получены радиологические возрасты гидротермалитов: Бамское месторождение – 122 млн лет [39], Покровское – 131 млн лет [40], Кировское – 128,3 млн лет [41], Токурское – 133 млн лет [62]. Эти цифры свидетельствуют о близком, готеривском времени формирования разнотипных в формационном отношении золоторудных месторождений.

Более древний возраст имеют рудные месторождения в западных районах распространения позднеюрско-раннемеловых вулcano-плутонических ассоциаций: урановые месторождения Стрельцовского типа – 140 млн лет [4], Дарасунское золоторудное месторождение – 150–144 млн лет [47]. Оловянное и вольфрамовое оруденение, по данным Р.М. Константинова с соавторами [19], формировалось в три этапа: 174–164, 160–140 и 140–120 млн лет назад.

Эти данные согласуются с удревнением нижней границы возраста магматических пород позднеюрско-раннемеловой Удско-Большехинганской вулcano-плутонической системы с востока на запад.

В целом можно заметить, что возрастная дискретность оруденения, связанного с мезозойско-кайнозойским орогенным магматизмом, выражена более резко, чем аналогичная дискретность самого магматизма, и это служит веским дополнительным аргументом в пользу обоснованности выделения трех

возрастных, пространственно разграниченных систем вулcano-плутонических пород в континентальной части Востока Азии.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Элементы продольной зональности вулканических поясов на формационном уровне отмечали многие исследователи. В частности, было замечено возрастание роли вулканических пород кислого состава в Центральном Сихотэ-Алине по отношению к его прибрежной части [6, 48, 54], подобная зональность была выявлена в отдельных сегментах Охотско-Сунгарийской системы [59]. Однако четких критериев для картирования зональности не было найдено. Традиционные петрохимические признаки (щелочность, калиевоность и т.п.) имели ограничения, так как вариации этих параметров в вертикальном разрезе нередко превышают латеральную изменчивость [32].

Нами в качестве основного картировочного признака была использована окисленность железа в магматических породах. Этот признак достаточно универсален, так как позволяет выделять ильменитовую (восстановительные условия) и магнетитовую (окислительные условия) серии независимо от глубины кристаллизации пород (покровы и плутонические породы) и от их кремнекислотности и щелочности, (рис. 2) [34–36]. Кроме того, оказалось, что с окисленностью коррелируется целый спектр геологических и геохимических признаков.

Степень окисленности пород (мера окислительных условий) измерялась окисленностью железа, соотношенной с кремнекислотностью пород ($f = (\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0,38 \cdot \text{SiO}_2 / 200$) [35], а также по суммарному содержанию железа в темноцвет-

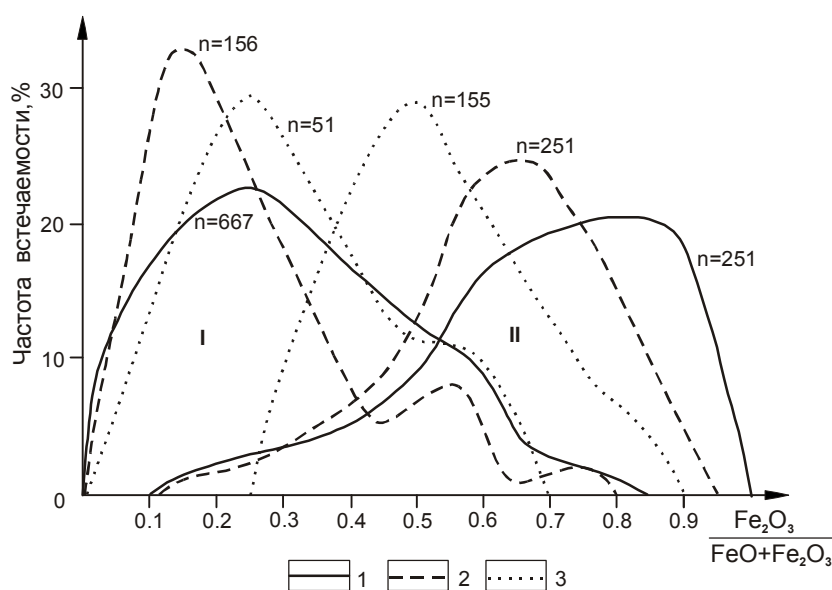


Рис. 2. Кривые распределения окисленности железа в вулканических и субвулканических породах внешних (I) и внутренних (II) зон.

1–3 – породные группы: риолитовая (1), андезитовая (2) и базальтовая (3).

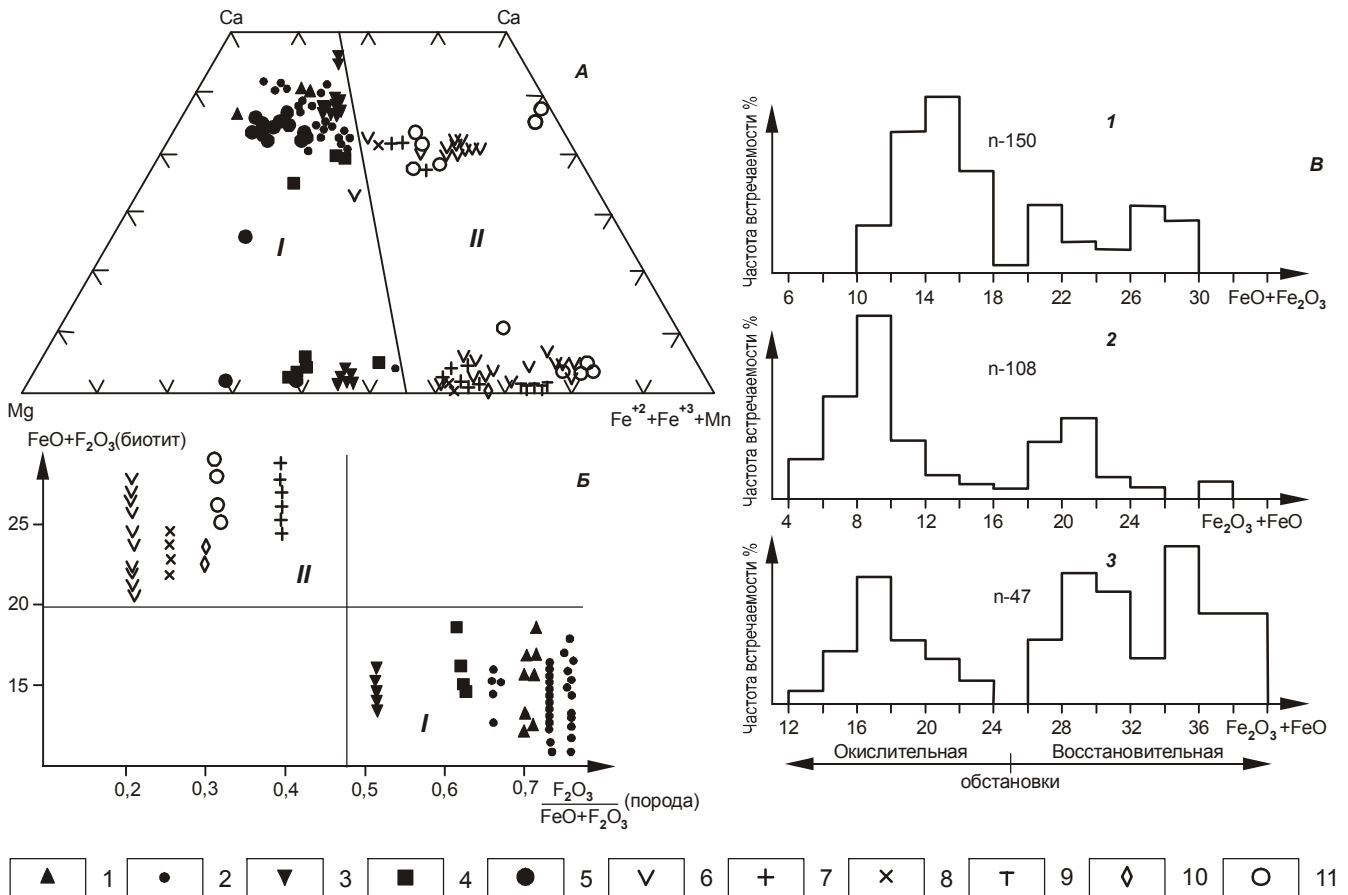


Рис. 3. Диаграммы составов вкрапленников пироксенов (А) и биотитов (Б) и гистограммы для минералов вулканических и субвулканических пород кислого состава (В).

I, II – поля составов соответственно магнетитовой и ильменитовой серий. 1–5 – породы магнетитовой серии (внутренние зоны): Ульяновского прогиба: 1 – центральная часть, 2 – Юровский блок, 3 – тоттинский комплекс; 4 – колчанский комплекс (Нижний Амур); 5 – Токраусской впадины (Центральный Казахстан). 6–11 – породы ильменитовой серии (внешние зоны): 6 – баджалский комплекс, 7–8 – Куйдусунского вулканогена, дациты Атарбайского (7) и Верхнеаллахского (8) субинтрузивов; 9 – Тарынского субинтрузива); 10 – аскольдинский комплекс Омсукчанского прогиба; 11 – богопольский комплекс Якутинской структуры Центрального Сихотэ-Алия.

Гистограмма распределения FeO+Fe₂O₃ (В) во вкрапленниках биотита (1), клинопироксена (2) и ортопироксена (3). Используются неопубликованные данные Григоряна Б.Р., Максимова С.О. и литературные данные [13, 27, 28, 36, 48, 52, 66].

ных минералах [36]. В отдельных случаях привлекались данные по магнитной восприимчивости. Поскольку между магнетитовой и ильменитовой сериями нет резкой границы, то в качестве последней принимались средние значения перечисленных параметров. Для магнетитовой серии: $f \geq 0,5$ (рис. 2), $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ для биотита $\leq 19\%$, для клинопироксена $\leq 16\%$, для ортопироксена $\leq 26\%$ (рис. 3), магнитная восприимчивость пород кислого состава $\geq 200 \cdot 10^{-5}$ Си [51].

Значения f усреднялись согласно ранее разработанной методике для планшетов 1:100 000 масштаба [35]. В случае большой разобоченности объектов f определялась для каждого объекта отдельно.

Выяснилось, что вулканические системы по характеру окислительных условий имеют отчетливую продольную зональность (рис. 1, 2). Во внутренних (по отношению к океану) зонах распространены окисленные породы магнетитовой серии, а во внешних – ильменитовой. По распространенности доминируют породы магнетитовой серии. Ильменитовая серия образует относительно локализованные ареалы в тыловой части вулcano-плутонических систем.

Анализ петрографического и формационного составов этих зон выявил их устойчивые различия и по этим признакам. Для внутренних зон характерна общая пестрота и контрастность разрезов с преобладанием андезитов. Вверх по разрезу растут контраст-

ность, общая щелочность и калиевость пород, и завершается вулканизмом формированием платобазальтов, которые нередко перемежаются с кислыми породами повышенной щелочности [29, 32, 63]. Породы кислого состава во внутренних зонах представлены вулканидами с относительно равновесным минеральным составом вкрапленников и основной массы – "котектоидный" тип [36]. Во внешних зонах (области распространения пород ильменитовой серии) пространственно совмещены два резко отличных комплекса вулканических пород. Нижние горизонты таких зон характеризуются пестротой и контрастностью разреза с преобладанием пород среднего состава и в целом не отличаются от низов разреза внутренних зон. Кислые породы в этой части разреза также представлены преимущественно котектоидным типом. Однако верхняя, основная часть разреза во внешних зонах сложена исключительно игнимбритами и игнимбритоподобными породами с неравновесными минеральными ассоциациями вкрапленников и основной массы – "эвтектоидный" тип [36]. Типич-

ными примерами таких комплексов являются куйдусунский, обманьинский, баджальский и т.п.

Таким образом, по окислительным условиям, формационному и петрографическому составам континентальные вулканические образования организуются в системы, состоящие из парных вулcano-плутонических зон. Макет такой карты был вначале построен для территории Хабаровского края и Амурской области [37]. Подобная же зональность впоследствии установлена в Приморской части Сихотэ-Алинской системы [50]. В процессе составления тектонической карты Юго-Восточной Азии под редакцией Л.П. Карсакова и Х. Чжао эти исследования нами были распространены на территорию Северного Китая и Приморья. Следует особо подчеркнуть, что, в случае пространственного совмещения магматитов разновозрастных систем, более поздние комплексы наследуют окислительно-восстановительные условия раннего этапа магматизма. Подобная унаследованность наблюдается в Центрально- и Западно-Сихотэ-Алинской зонах, в Ульинском прогибе и Куйдусунском вулканогене.

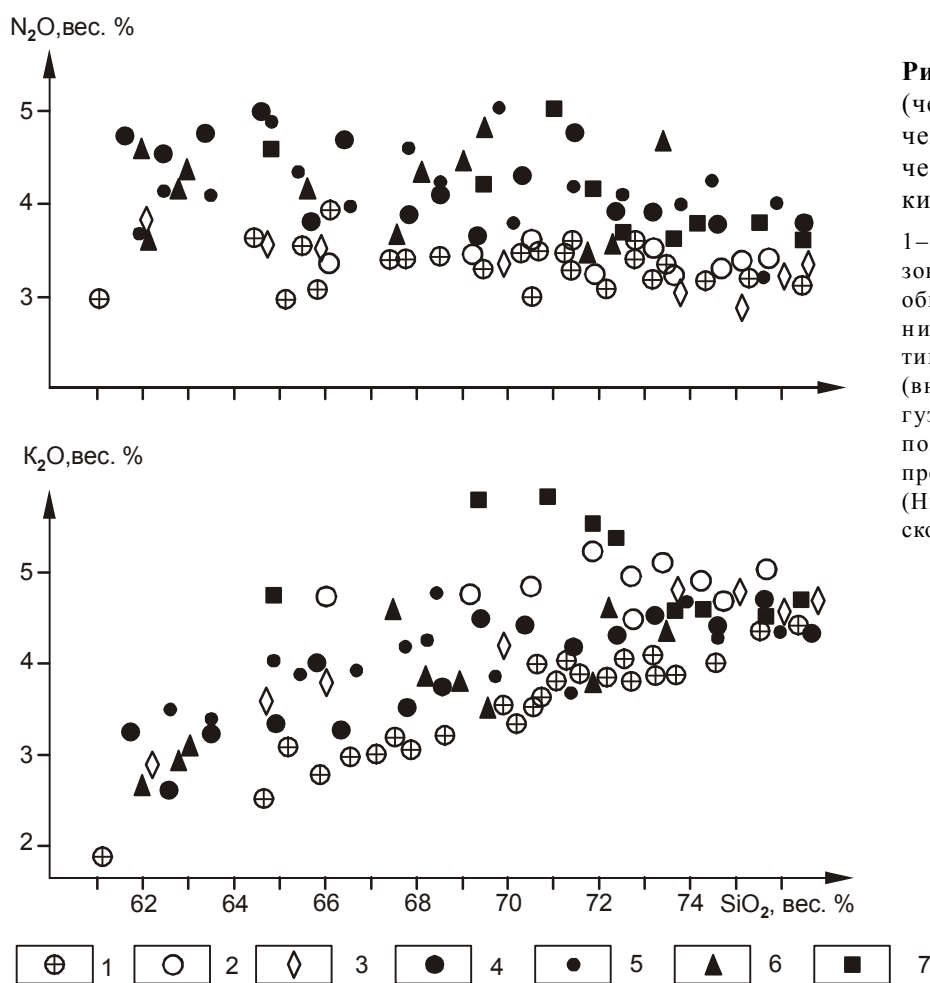


Рис. 4. Диаграмма поинтервально (через 1% SiO_2) осредненных значений (K_2O , N_2O) – SiO_2 вулканических и субвулканических пород кислого состава.

1–3 – ильменитовая серия (внешние зоны): 1 – баджальский комплекс, 2 – обманьинский комплекс; 3 – субвулканические интрузии идиоморфного типа [36]; 4–7 – магнетитовая серия (внутренние зоны): 4 – Чукотка, Амгуэмо-Канчаланское вулканическое поле (Полин, 1990), 5 – Ульинский прогиб [35], 6 – колчанский комплекс (Нижний Амур) [28]; 7 – Нижнебурейское вулканическое поле.

Внешним зонам соответствует высокогорный рельеф, минимумы поля силы тяжести и повышенная мощность земной коры [35].

С окисленностью железа коррелируется целый спектр геохимических признаков. Сравнительный анализ проведен на примере вулканических и субвулканических пород кислого состава.

По содержанию калия составы пород внутренних и внешних зон практически не различаются. Наиболее устойчивые различия их проявились в содержании натрия (рис. 4).

Содержания РЗЭ в эталонных пробах кислых вулканических и субвулканических пород ильменитовой и магнетитовой серий приведены в табл. 2, 3. Различия серий отчетливо проявляются по соотношению легких и тяжелых РЗЭ (рис. 5) [38]. Сходным распределением РЗЭ характеризуются гранитоиды

магнетитовой и ильменитовой серий [11]. Однако наибольшие различия магнетитовой и ильменитовой серий проявляются в относительной глубине европиевого минимума. Обычно распределение Eu связывают с кристаллизацией плагиоклаза. С учетом того, что Eu может быть и двух-, и трехвалентным, а состояние валентности – функция окислительных условий, было сделано предположение, что значительная часть дисперсии содержаний Eu может быть связана с окислительными условиями. На диаграмме (рис. 6) вынесены опубликованные данные отдельно для внутренних и внешних зон Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской систем и авторские анализы эталонных проб магнетитовой и ильменитовой серий [38]. Несмотря на то, что значения окисленности железа сильно зависят даже от слабых гидротермальных изменений и выветривания и требуют статисти-

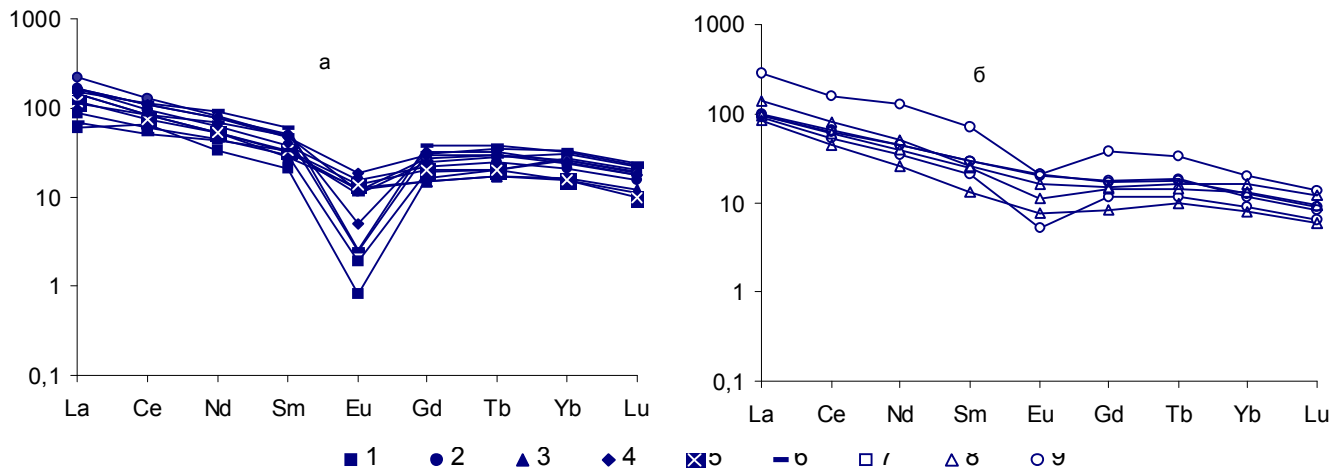


Рис. 5. Распределение РЗЭ в вулканитах кислого состава ильменитовой (а) и магнетитовой (б) серий.

1–9 – субвулканические массивы, комплексы, серии: Мукулаkitский (1), Верхнеаллахский (2), Атарбайский (3), Тарынский (4), Ям-Алинский (5), юг Буреинского массива, обманьинский комплекс(6); Валунистое месторождение, Чутокка(7); Ульинский прогиб, амкинская (8) и хакаринская (9) серии.

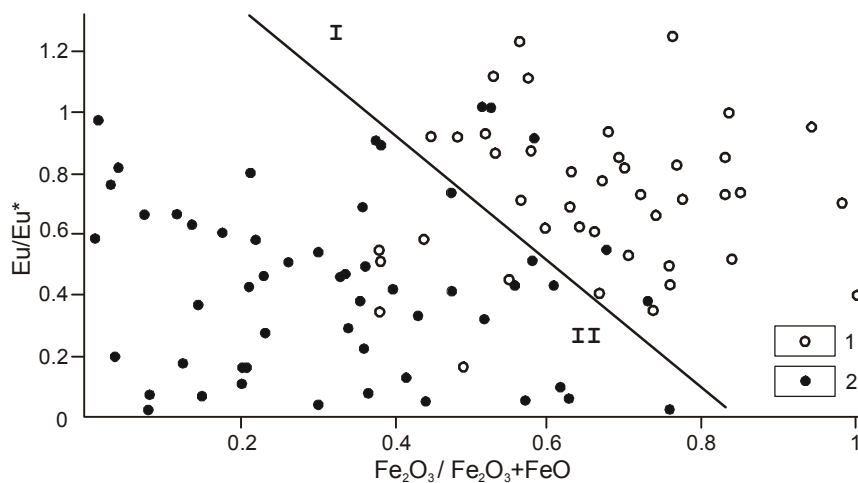


Рис. 6. Соотношение Eu/Eu^* и $Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$ в вулканических и плутонических породах внутренних (1) и внешних (2) зон.

Использованы данные табл. 2–3 и опубликованные анализы. Поля составов: I – внутренних, II – внешних зон.

Таблица 2. Содержания петрогенных (в %) и малых (в г/т) элементов в вулканических и субвулканических породах ильменитовой серии.

№	118-2	128	202-5	202-6	180-8	185-2	400-6	438-2	479	680	740-3	573	6307-2	6310-2	6187-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	77,29	77,15	65,98	65,98	67,4	68,76	69,8	68,6	69,5	64,59	65,46	–	76,46	76,53	76
TiO ₂	0,13	0,09	0,54	0,54	0,51	0,48	0,3	0,3	0,3	0,86	1,04	–	0,15	0,06	0,19
Al ₂ O ₃	12	11,5	15,2	15,2	15	14,64	15,3	15,3	15,3	16,43	15,37	–	12,6	11,66	12,83
Fe ₂ O ₃	0,18	0,17	0,82	0,82	0,85	1,29	1	1	0,8	1,13	1,12	–	1,15	1,31	1,57
FeO	1,38	0,95	3,63	3,63	3,42	2,27	2,01	2,3	2,73	4,53	4,09	–	0,86	1,65	0,39
MnO	0,03	0,03	0,09	0,09	0,09	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	–	0,03	0,03	0,02
MgO	0,25	0,25	1,45	1,45	1,36	1,13	0,4	1,7	0,4	1,54	1,48	–	0,14	0,48	0,14
CaO	0,49	0,49	3,13	3,13	3,08	2,45	2,3	2,4	2,5	3,02	2,81	–	0,25	0,56	0,25
Na ₂ O	2,31	3,77	3,6	3,6	3,48	3,64	3,7	3,7	3,6	3,4	3,61	–	1,58	3,14	1,76
K ₂ O	4,09	4,27	3,79	3,79	3,86	4,67	4,2	4	3,9	3,67	3,89	–	5,23	5,36	5,5
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,16	0,16	0,13	0,12	0,06	0,06	0,2	0,24	0,21	–	0,1	0,1	0,01
Σ	98,18	98,69	98,39	98,39	99,18	99,5	99,12	99,4	99,28	99,47	99,14	–	98,55	100,88	98,66
Rb	188	147	135	167	131	153	121	108	125	120	120	130	206	247	163
Sr	22	13	330	239	319	263	250	246	234	180	180	195	7	7	52
Y	28	26	23	32	28	31	22	15	26	–	–	–	–	37	–
Nb	11	14	9	11	3	11	8	8	8	–	–	–	49	46	28
Zr	139	138	215	222	34	227	179	175	188	–	–	–	237	244	245
Pb	28	27	–	–	–	28	29	24	23	–	–	–	20	24	9
Sc	6,3	5,2	10,9	7,7	–	–	7	7,2	–	15,4	14,3	10,5	0,5	0,33	3,8
Cr	22	14	24	18	–	–	15	73	–	836	225	11	215	836	227
Co	1,8	1,6	7	4,5	–	–	3,8	8,2	–	10,3	9,5	5,2	0,6	1	0,6
Cs	1,8	0,8	2,6	2,1	–	–	2,5	3,4	–	9,5	8,4	4,6	13,6	14,4	5,2
La	26	18	50	65	–	–	43	44	–	50	50	35	34	46	20
Ce	50	54	81	105	–	–	70	70	–	90	89	62	69	93	43
Nd	26	19	36	47	–	–	31	30	–	45	44	30	39	52	25
Sm	6,2	4,3	7,9	10,1	–	–	6,6	5,8	–	10,4	9,8	6,9	10,2	12,4	6,9
Eu	0,14	0,06	1,15	0,85	–	–	0,88	0,95	–	0,37	1,34	1,01	0,18	0,19	0,79
Gd	6,1	5,3	7,1	8,5	–	–	4,8	4,8	–	10	9,3	6,5	9,9	12	8
Tb	1	1	1,2	1,44	–	–	0,83	0,82	–	1,56	1,45	1	1,7	1,83	1,4
Yb	4,3	4,5	3,6	4,3	–	–	2,8	2,6	–	4,2	4,1	2,6	5,6	5,3	5,1
Lu	0,66	0,68	0,52	0,62	–	–	0,41	0,38	–	0,61	0,59	0,34	0,82	0,77	0,75
Hf	5	5	6	6,4	–	–	5	4,8	–	10	8,5	4,8	10,6	9	8
Ta	1,4	1,4	1	1,2	–	–	0,85	0,8	–	1,3	1,2	0,6	3,7	3,5	2,2
Th	20	20	1,15	25	–	–	14	13	–	17	16	11,2	22	20	19
U	3,7	2,3	2,1	3,6	–	–	4,1	3,6	–	3,1	3,2	2	5,9	5,5	3,8

Примечание. 1–9 – Куйдусунский вулканоген, субвулканические массивы: Мукулакитский (1–2), Верхнеаллахский (3–6), Атарбайский (7–9), Тарынский (10–11); 12 – Ям-Алиньский комплекс (дацит); 13–15 – Хингано-Олонойская депрессия: риолиты нижнеобманьской (13–14) и верхнеобманьской (15) свит. Петрогенные и редкие элементы определены химическим и рентгеноспектральным методом, ИТиГ ДВО РАН, аналитик Ильина Н.В. РЗЭ, Sc, Cr, Co, Cs, Hf, Th, U проанализированы инструментальным нейтронно-активационным анализом в ОИГТиМ СО РАН, аналитики Пархоменко В.С. и Шестель С.Г.

ческого подхода, поля составов внутренних и внешних зон достаточно четко разделились.

Для эталонных проб вулканических и субвулканических пород кислого состава магнетитовой и ильменитовой серий определены также значения пер-

вичного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{Sr}). I_{Sr} определялось, исходя из значений измеренного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и возраста пород. Для Верхнеаллахского и Атарбайского субвулканических массивов значения I_{Sr} определены графически на основе изохрон. Из табл. 4 и

Таблица 3. Содержания петрогенных (в %) и малых (в г/т) элементов в вулканических породах кислого состава магнетитовой серии.

№	915	958	3140-1	5120	3585	3680	3320
№ пп.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	–	77,03	74,61	73,5	71,66	60,28	62,78
TiO ₂	–	0,42	0,28	0,21	0,38	0,75	0,55
Al ₂ O ₃	–	10,6	13,5	13,68	15,55	18,68	17,9
Fe ₂ O ₃	–	1,13	1,61	1,52	0,93	3,29	3,78
FeO	–	1,87	0,29	0,75	0,37	1,42	0,83
MnO	–	0,05	0,1	0,09	0,1	0,09	0,14
MgO	–	0,85	0,38	0,56	0,58	1,56	1,38
CaO	–	0,72	0,44	0,79	0,49	3,75	2,68
Na ₂ O	–	2,63	3,94	3,68	4,81	3,87	3,88
K ₂ O	–	3,79	3,98	4,02	3,19	4,4	4,68
P ₂ O ₅	–	0,06	0,6	0,05	0,12	0,27	0,24
Σ	–	99,15	99,73	98,85	98,18	98,36	98,84
Rb	98	157	89	75	70	113	125
Sr	103	98	110	137	108	686	544
Y	13	24	13	4	14	15	11
Nb	8	7	5	3	4	5	5
Zr	123	381	161	55	246	225	215
Pb	–	–	23	44	17	23	48
Sc	1,8	4,6	5,3	3,6	3,8	12	11,6
Cr	12	9	5	9	4	11	7
Co	2	1,8	2,2	4	1,2	7,8	7
Cs	5,1	4,2	0,6	0,6	1,5	2,3	2
La	27	86	29	25	42	30	28
Ce	44	130	50	37	67	54	52
Nd	20	73	23	15	29	26	26
Sm	4,3	15	5,1	2,8	5,4	6,1	6,1
Eu	0,38	1,55	0,82	0,56	1,22	1,54	1,48
Gd	3,7	12	4,6	2,7	4,8	5,4	5,6
Tb	0,57	1,6	0,7	0,47	0,8	0,88	0,89
Yb	1,5	3,4	2,2	1,37	2,8	2,1	2
Lu	0,22	0,47	0,32	0,2	0,41	0,3	0,28
Hf	3,2	8,7	4,4	3,7	5,8	4,5	5,6
Ta	0,6	0,75	0,5	0,5	0,7	0,4	0,3
Th	13	14	8,4	6,4	7,7	7,5	8,5
U	2,1	3,4	1,5	1,5	1,8	1,5	2,1

Примечание. 1–2 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, месторождение “Валунистое”; 3–7 – Ульяновский прогиб, толщи тапская (3–4), нютская (5) и сухореченская (6–7). Остальные примечания см. в табл. 2.

рис. 7 видно, что во внутренней зоне I_{Sr} не поднимается выше 0,705, а во внешней – не опускается ниже 0,705. На рис. 7 также обобщены опубликованные данные по I_{Sr} в магматических породах Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской систем. Судя по гистограмме, общая тенденция возрастания I_{Sr} от внутренней зоны к внешней сохраняется.

Все отмеченные элементы продольной зональности относятся к Сихотэ-Алинской и Охотско-Сун-

гарийской системам, имеющим выдержанное простираение с отчетливой “тихоокеанской” ориентировкой. Менее ясно выражена зональность в позднеюрско-раннемеловой Удско-Большехинганской системе, сложенной преимущественно породами магнетитовой серии или породами с переходными характеристиками между магнетитовой и ильменитовой сериями. Незначительные по площади поля пород ильменитовой серии установлены на крайнем юго-востоке

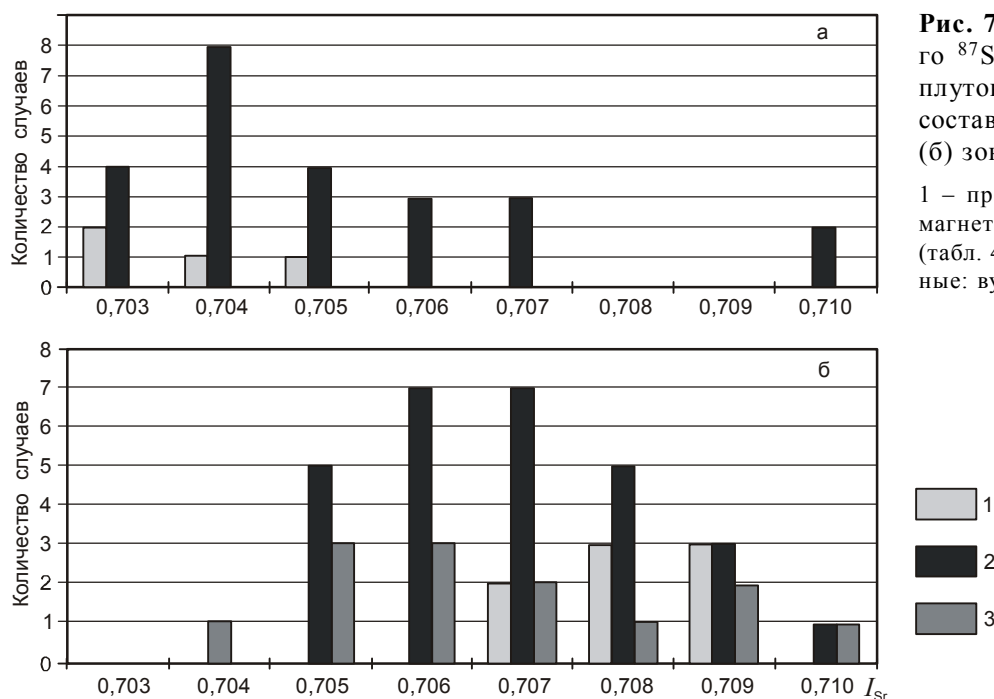


Рис. 7. Распределение первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических и плутонических породах кислого состава внутренних (а) и внешних (б) зон.

1 – представительные пробы пород магнетитовой и ильменитовой серий (табл. 4), 2–3 – опубликованные данные: вулканисты (2) и граниты (3).

и западе исследуемой территории (рис. 1), а также в пределах Куйдусунского и Ульинского вулканогенов, где окислительные условия сохраняются стабильными от неокома по маастрихт включительно.

По предварительным данным породы ильменитовой серии Шилка-Аргунского междуречья (рис. 1) протягиваются далеко на юго-запад в Монголию. Простираение зоны восстановленных пород и ее северная граница контролируются Монголо-Охотской сутурой, а с юго-востока – вулканическим поясом Большого Хингана. Зона развития восстановленных пород ильменитовой серии с оловянными, вольфрамовыми и редкометалльными месторождениями с юга и севера обрамляется породами магнетитовой серии с золоторудным, молибденовым, полиметаллическим и урановым оруденением.

В породах магнетитовой серии, образующих основной фон Удско-Большехинганской системы, проявляется своя очень сложная, разноориентированная внутренняя структура. Так, субширотный Алданский существенно плутоногенный пояс по отношению к параллельному ему и близкому по возрасту Становому поясу имеет повышенную щелочность пород. В самом Алданском поясе интрузивы северных ареалов, относительно удаленных от Монголо-Охотской зоны, имеют более высокую щелочность по сравнению с магматитами южных ареалов, например интрузивы Токинского и Сутамского ареалов по отношению к гранитоидам Суннагинского района [26]. Ещё более контрастно в Алданском поясе выражена субширотная зональность. В крайней восточной зоне

пояса (Одолинский, Юнско-Даньский и Томптоканский районы) гранитоиды отличаются большей ролью кислых разностей и почти полным отсутствием щелочных пород. В крайнем западном ареале (Мурунский и Агинский районы) наблюдается резкое преобладание щелочных пород [26].

В Становом, преимущественно плутоногенном поясе также отмечается возрастание щелочности пород в западном направлении (рис. 8а). Менее заметно, но такая же тенденция просматривается в субширотном Умлекано-Огоджинском вулканическом поясе (рис. 8б). К югу от Умлекано-Огоджинского пояса, в Нижнебурейском вулканическом поле щелочность и калиевоность пород значительно возрастают. В заключительную вулканическую стадию здесь в породах резко выражена пантеллеритовая тенденция (рис. 8б), и появляются рибекит-арфведсонитсодержащие разности вулканических и субвулканических пород.

В Западно-Становой и Хилок-Витимской зонах, по данным В.М. Семенова [7], отчетливо проявлена зональность, выразившаяся в возрастании общей щелочности и калиевоности пород в стороны от Монголо-Охотской сутурной зоны.

В северокитайской части позднеюрско-раннемиеловой системы щелочность пород также заметно растет с востока на запад. В породах кислого состава в этом направлении средние значения общей щелочности и калиевоности в вулканистах кислого состава изменяются, соответственно: зона Це Луань – 7,53 и 3,58; зона Даяншу – 7,71 и 3,85; Большой Хинган –

Таблица 4. Изотопия стронция вулканических и субвулканических пород магнетитовой и ильменитовой серий.

№ п/п	№ проб	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{Sr}
1	118-2	188	22	0,73325	0,708605
2	128	147	13	0,74	0,707367
3	202-5	135	330	0,70914	0,707290
4	202-6	167	239	0,71042	0,707259
5	–	–	–	–	0,7065±4*
6	400-6	121	250	0,71056	0,708908
7	438-2	108	246	0,70978	0,708282
8	–	–	–	–	0,7068±4*
9	680	120	180	0,71352	0,709954
10	740-3	120	180	0,714	0,709721
11	573	130	195	0,70931	0,706427
12	6307-2	206	7	0,82747	0,705119
13	6310-2	247	7	0,89584	0,748189
14	6187-2	163	52	0,72114	0,709528
15	915	98	103	0,70779	0,705052
16	958	157	98	0,71022	0,70561
17	3140-1	89	110	0,7074	0,705072
18	5120	75	137	0,7062	0,704625
19	3585	70	108	0,7062	0,703802
20	3680	113	686	0,70431	0,703836
21	3320	125	544	0,7047	0,704039

* Графическое определение на основе изохрон.

Примечание. 1–14 – ильменитовая серия: 1–8 – Куйдунский вулканоген: риолиты, бассейн р. Мукулаит (1–2), дациты Верхнеаллахского (3–5) и Атарбайского (6–8) субвулканических массивов; 9–10 – дациты Тарынского субвулканического массива; 11 – риолиты, Ям-Алиньская вулканическая зона; 12–14 – Хингано-Олонойская вулканотектоническая депрессия, риолиты нижнеобманьской (12–13) и верхнеобманьской (14) свит; 15–21 – магнетитовая серия: Чукотка, месторождение Валунистое, риолиты (15) и дациты (16); 17–21 – Ульинский прогиб, трахириолиты тапской (17–18) и нютской (19) толщ; игнимбриты трахитов сухореченской толщи (20–21). Анализы выполнены в ОИГГМ, Новосибирск, аналитики И.П. Морозова и В.Ю. Киселева.

8,45 и 4,51. Максимальной щелочностью характеризуются вулканические породы в Забайкальской части системы, где в многочисленных приразломных впадинах развит преимущественно бимодальный вулканизм шошонит-латитовой серии [12, 60]. Таким образом, можно констатировать, что внутренняя структура позднюрско-раннемеловой системы достаточно сложна, она возникла, по-видимому, за счет ин-

терференции субмеридиональной (Тихоокеанской) и субширотной (Монголо-Охотской) зональностей.

Выявленная зональность вулканических систем Приамурья имеет универсальный характер для окраинно-континентальных вулканических поясов. Смена в сторону континента окисленных пород восстановленными отмечается в Южно-Корейском и в Южно-Китайском вулканических поясах [55]. Многими исследователями [65] отмечается систематическое возрастание I_{Sr} в вулканических породах Анд от Тихоокеанского побережья в сторону материка. В гранитных батолитах южной части Калифорнии с запада на восток происходит смена магнетитовой серии пород ильменитовой. Внутренней зоне распространения гранитоидных батолитов магнетитовой серии соответствуют положительные, а внешней – отрицательные значения поля силы тяжести. В сторону материка также растут значения $\delta^{18}\text{O}$: во внутренней зоне от 6,5 до 8 ‰, в промежуточной, отвечающей распространению переходных пород от магнетитовой серии к ильменитовой, – от 8 до 9,5 ‰ и во внешней зоне распространения восстановленных пород – от 9,5 до 11 ‰ [69]. В этом же направлении в гранитах растут значения I_{Sr} от 0,703 до 0,708 [71].

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Окислительно-восстановительные условия, определяемые $f\text{O}_2$, являются важнейшей характеристикой термодинамического состояния магматогенно-рудных систем. Особенно велико влияние окислительно-восстановительных условий на геохимические процессы с участием элементов переменной валентности [5]. При изменении $f\text{O}_2$ происходит смена валентности элементов, а разновалентные формы резко различаются химической активностью и растворимостью в расплавах и растворах. Растворимость Sn^{2+} в расплаве почти в 10 раз выше, чем растворимость Sn^{4+} [43], при этом Sn^{2+} может существовать в растворенном виде в расплаве только в восстановительных условиях. По экспериментальным данным, медь [5], молибден [73] и, по-видимому, золото при изменении окислительных условий ведут себя диаметрально противоположно Sn. По этим причинам выделенные внутренние и внешние зоны вулканических систем с преимущественным распространением магнетитовой и ильменитовой (соответственно) серий одновременно являются зонами различной металлогенической специализации. Первые специализированы на халькофильные элементы, а вторые – на литофильные. Достаточно сказать, что все золото-серебряные эпitherмальные месторождения в рассматриваемом регионе расположе-

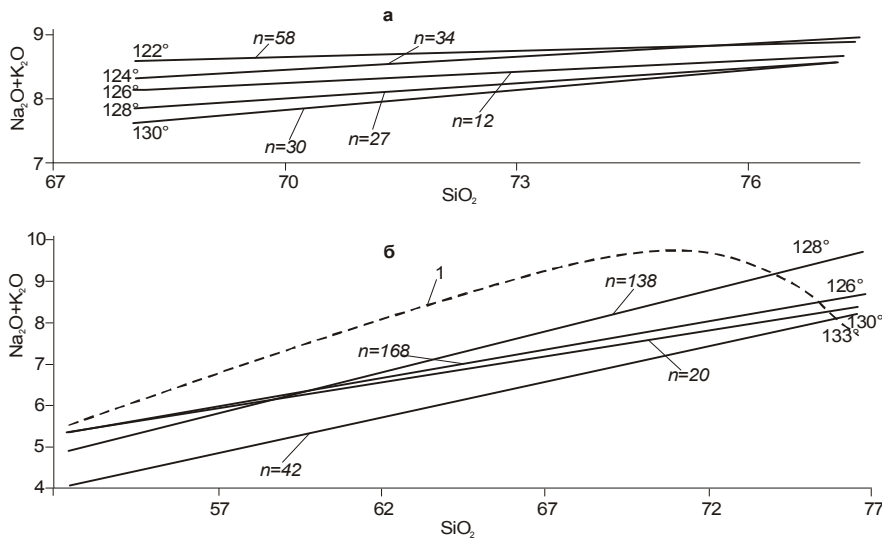


Рис. 8. Вариационные линии гранитоидов Станового пояса (а) и вулканитов Умлекано-Огонджинского пояса (б) по секторам, обозначенным меридианами (пунктиром показана вариационная линия пород Нижнебурейского вулканического поля).

ны исключительно во внутренних зонах, а все оловянные и олово-серебряные – во внешних.

Внутренние и внешние зоны вулcano-плутонических систем отличаются также набором гидротермальных формаций. Во внешних зонах, характеризующихся более высокотемпературным составом гидротермальных преобразований, широко проявлена площадная биотитизация, которая, за исключением узких зон роговиков, неизвестна во внутренних зонах. В то же время, во внутренних зонах присутствует цеолитовая фация площадных метасоматитов, и все цеолитовые месторождения расположены в зонах развития пород магнетитовой серии. На востоке России вторично-кварцитовая формация – также исключительная принадлежность внутренних зон. Особенно резкие различия внутренних и внешних зон проявлены в распределении минералов, содержащих серу. Во внутренних зонах поля пропилитизированных и аргиллитизированных пород, а также массивы вторичных кварцитов (на нижних срезах) сопровождаются обширными ореолами пиритизации. Во внешних зонах таких площадных проявлений пиритизации неизвестно. Как видно из рис. 9, все без исключения месторождения алунита расположены во внутренних зонах вулcano-плутонических систем и связаны с породами магнетитовой серии.

По данным [70], породы магнетитовой и ильменитовой серий резко различаются по изотопному составу серы ($\delta^{34}\text{S}$ от 0 до +12‰ и от -12 до 5‰, соответственно). Авторы объясняют обогащенность серы изотопом ^{32}S в породах ильменитовой серии контаминацией ее из вмещающих осадочных пород. Вместе с тем, особенности дифференциации серы находят логичное объяснение, исходя из различий окислительно-восстановительных условий

формирования пород магнетитовой (высокая f_{O_2}) и ильменитовой (низкая f_{O_2}) серий.

Магматическая сера дегазирует в форме H_2S и SO_2 . Растворимость этих соединений в воде различна, поэтому их соотношение имеет важное петрологическое значение и во многом определяет параметры гидротермальных систем. По данным [31, 75], отношение $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ является функцией f_{O_2} . Чем выше f_{O_2} , тем значительнее доля SO_2 . С другой стороны, эмиссия SO_2 из магматической камеры приводит к изотопному сдвигу в остаточном расплаве. В окислительных условиях SO_2 обогащается ^{32}S , а остаточный расплав обогащается ^{34}S . В восстановительных условиях наблюдается обратное соотношение (рис. 10) [65].

Таким образом, можно констатировать, что уже на ранней магматической стадии в окислительных условиях в районах распространения пород магнетитовой серии гидротермы характеризуются высокой активностью серы, низким $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ и обогащены тяжелым изотопом серы.

Для пород ильменитовой серии, в свою очередь, характерно повышенное содержание фтора [54].

Таким образом, можно сделать вывод, что различие окислительных условий и связанные с ними различия f_{S} и f_{F} обуславливают халькофильную металлогеническую специализацию внутренних вулcano-плутонических зон и литофильную – внешних. В целом же для рассматриваемой территории в соответствии с распределением магматических пород могут быть выделены три разновозрастные металлогенические системы, в каждой из которых формируются сопряженные по ведущему элементу золотоносные и оловоносные зоны.

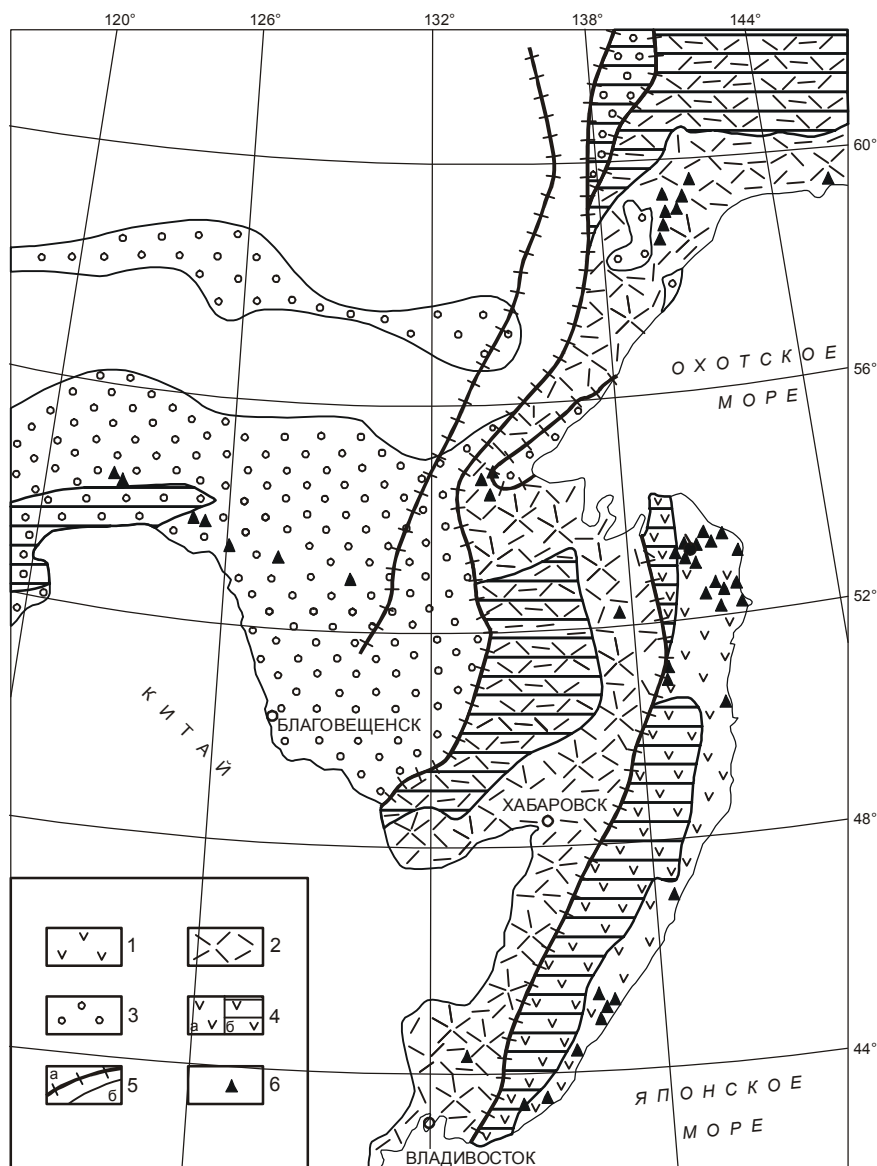


Рис. 9. Схематическая карта распределения алунитовых месторождений.

1–3 – вулcano-плутонические системы: Сихотэ-Алинская (1), Охотско-Сунгарийская (2) и Удско-Большехинганская (3); 4 – зоны внутренние (а) и внешние (б); 5 – границы систем (а) и зон (б); 6 – месторождения алунита.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

На юго-востоке Азии известково-щелочной вулканизм занимает обширные области и далеко продвинуто вглубь континента. Это трудно вписывалось в понятие окраинно-континентального пояса, поэтому появились концепции, в которых наряду с окраинно-континентальными и островодужными поясами стали выделять магматизм зон ревивации [42] или внутриконтинентальные вулканические пояса зон автономной активизации. Наиболее последовательно последняя концепция изложена в работе Щеглова и его сотрудников [6]. Ими в качестве окраинно-континентальных выделены Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Хонсю-Корейский, Восточно-Китайский и Южно-Вьетнамский пояса. Единствен-

ным критерием для разделения окраинно-континентальных и внутриконтинентальных поясов оказалось расположение первых в прибрежной части современных морей. При этом окраинно-континентальные пояса оказались разновозрастными и значительно древнее окраинных морей, в прибрежной зоне которых они располагаются. Второй парадокс заключается в том, что протяженные разновозрастные пояса в одной своей части оказались окраинно-континентальными, а в другой – внутриконтинентальными, например, Охотско-Сунгарийская система.

Действительно, окраинно-континентальные пояса в том объеме, каком они выше перечислены, имеют свою структурную специфику: непрерывность выходов, относительная полнота разреза и общий моноклиальный структурный план с погружением в

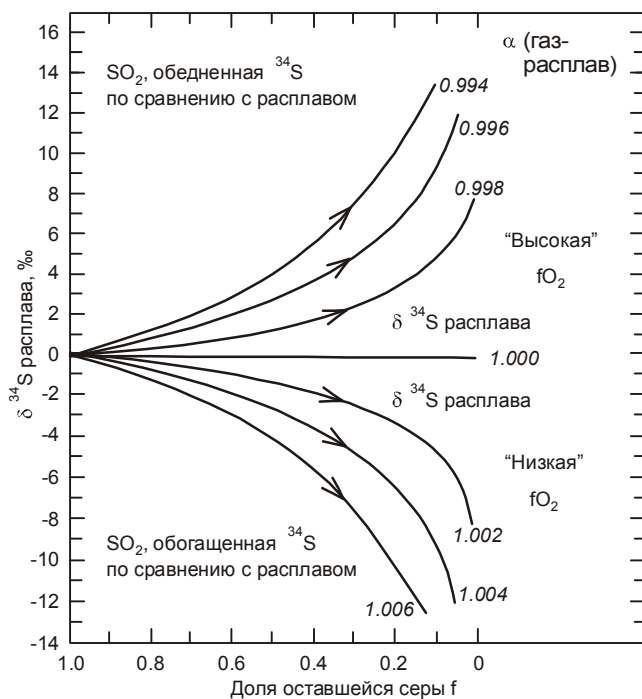


Рис. 10. Изменение значений $\delta^{34}\text{S}$ магмы, вызванное улетучиванием SO_2 .

Параметр f определяет долю оставшейся в расплаве серы, α — коэффициент разделения изотопов серы между SO_2 и расплавом.

сторону морей. Выходы на поверхность подошвы вулканогенного чехла во внешней части краевых поясов располагаются на максимальных гипсометрических отметках прибрежных сводов, а в береговой зоне подошва погружается ниже уровня моря, нередко вулканы прослеживаются далеко в акваторию морей. Для подобных окраинно-континентальных поясов характерна также однонаправленная асимметрия первичных вулканических структурных форм. Так, депрессионные структуры имеют более крутые западные и более пологие восточные борта, а в положительных структурах, наоборот, более круто залегают их восточные борта. Эти структурные данные и разница в возрасте вулканических поясов и впадин краевых морей свидетельствуют, что современная структура окраинно-континентальных поясов данного класса — следствие более поздних тектонических движений. Эти движения связаны с образованием впадин краевых морей, сопровождавшихся просадкой прилегающих территорий [33]. Следовательно, для палеовулканических поясов расположение их в прибрежной зоне краевых морей, точно так же и современная геофизическая характеристика земной коры, не могут служить критерием для их

разделения на окраинно-континентальные и внутриконтинентальные.

В настоящее время имеется огромное количество работ, посвященных петрогеохимическим особенностям рассматриваемых магматических пород. Все они свидетельствуют, что мезозойско-кайнозойский вулканизм континентальной окраины Азии относится к известково-щелочному типу, характерному для вулканических поясов окраинно-континентального андийского типа. Как уже отмечалось, во внутренних зонах вулканических поясов вверх по разрезу возрастает роль базальтов и общая контрастность разрезов. Одновременно растет щелочность и калиевость пород с появлением бимодальных ассоциаций шошонитовой серии [28, 32, 63]. Такая смена состава вулканических пород свидетельствует об определенной тектонической перестройке, но является ли это основанием для выделения самостоятельного рифтогенного этапа вулканизма [29, 63]? В этой связи заметим, что изменение характера вулканизма происходит эволюционно, это хорошо видно на примере Ульинского прогиба [32] и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [15]. Во-вторых, отмеченная направленность изменения состава вулканитов присуща внутренним зонам вулcano-плутонических систем разных возрастов, там где имеется полнота разрезов (кайнозойский комплекс в Сихотэ-Алинской системе; хакаринская, мыгдыкитская, энмываамская и тнеквеемская позднемеловые свиты, завершающие разрез в Охотско-Чукотском вулканическом поясе). В-третьих, несмотря на то, что базальтоиды являются хорошими экранами, с этими комплексами, особенно на участках проявления кислого магматизма, связаны обширные поля пропилитов, вторичных кварцитов и проявления рудной минерализации. Изменение характера разреза во времени очевидно связано с отмиранием субдукционных процессов и общей консолидацией литосферы.

Северо-восточная тихоокеанская ориентировка и однонаправленная продольная зональность Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской вулcano-плутонических систем служат убедительным доказательством того, что зона перехода континент — океан на момент их образования контролировала пространственное положение этих систем, имела ориентировку, близкую к современной, и во времени скачкообразно смещалась с запада на восток.

В рамках Удско-Большехинганской системы ряд авторов [12, 14, 72] выделяют Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс как самостоятельный краевой пояс с предполагаемой зоной субдукции, погруженной под бассейн Сунляо. Такая модель хорошо

объясняет продольную зональность Верхнеамурского пояса, выразившуюся в смене с юго-востока на северо-запад пород магнетитовой серии Большого Хингана ильменитовой серией Шилка-Аргунского междуречья, а также хорошо выраженную гравитационную ступень Большого Хингана. С другой стороны, мы видим, что позднеюрско-раннемеловые вулканиты имеют близкий возраст и в петрохимическом отношении образуют единый тренд, характеризующийся возрастанием щелочности и калиевости пород с востока на запад. Эта доминирующая субмеридиональная зональность осложнена субширотной, которую можно объяснить влиянием тектонических движений вдоль Монголо-Охотской сутуры. Логичнее всего внутреннюю зональность и своеобразие формы выходов (слабовыраженная "поясность") Удско-Большехинганской системы объяснить интерференцией субдукционных процессов на окраине Палеоокеана и затухающих коллизионных процессов вдоль Монголо-Охотской сутуры. Большинство исследователей отмечают, что постепенное закрытие Монголо-Охотского океана происходило в направлении с юго-запада на северо-восток и завершилось в средней юре. Это в значительной мере объясняет наблюдающееся некоторое омоложение магматических пород и рудных процессов в этом же направлении. В целом, для тектонической интерпретации мезозойского магматизма Удско-Большехинганской системы требуется более детальное исследование петрогеохимической зональности образующих ее вулcano-плутонических комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные материалы позволяют выделить три разновозрастные системы вулканических и плутонических образований. С запада на восток выделяются системы: Удско-Большехинганская (J_3-K_1), Охотско-Сунгарийская (K_{1-2}), Сихотэ-Алинская (K_2-P). Эти структурно-формационные зоны отличаются возрастом начальных фаз и продолжительностью магматизма. Автономность этих структур подчеркивается наличием продольной зональности. В Охотско-Сунгарийской и Сихотэ-Алинской системах по отношению к Тихоокеанской окраине выделяются внутренняя и внешняя зоны, резко различающиеся окислительно-восстановительными условиями, первичными отношениями изотопов стронция, характером распределения редкоземельных элементов в породах и другими признаками. Однополярная зональность этих структур и выдержанная тихоокеанская ориентировка свидетельствуют, что их положение контролировалось активной континентальной окраиной Андийского типа, скачкообразно смещавшейся с запада на восток.

Удско-Больше-Хинганская вулcano-плутоническая система характеризуется сочетанием субширотной и субмеридиональной зональностей, обусловленных интерференцией тектонических напряжений на окраине Палеоокеана и затухающих коллизионных процессов вдоль Монголо-Охотской сутурной зоны.

В соответствии с распределением магматических пород выделяются три разновозрастные металлогенетические системы, в каждой из которых формируются две сопряженные зоны (по профилирующему элементу): внутренняя золотоносная и внешняя оловоносная.

Авторы благодарят Н.П. Романовского и Л.П. Карсакова, которые содействовали проведению исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альшевский А.В. О верхней возрастной границе окраинно-континентального ОЧВП // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. IX сес. СВО ВМО. Магадан 26-28.02.97. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 43–45.
2. Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. Rb-Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднемезозойских гранитоидов Станового хребта (южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 61–75.
3. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
4. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИИ – Природа, 1999. 215 с.
5. Борисов А.А., Кадик А.А., Луканин О.А. Влияние летучести кислорода и давления на редокс-реакции с участием элементов переменной валентности в расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. С. 118–182.
6. Вулканические пояса Востока Азии / Отв. ред. А.Д.Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
7. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте м-ба 1:500000 / Отв. ред. И.Г.Рутштейн, Н.Н.Чабан. Чита, 1997. 239 с.
8. Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Гоневчук Г.А. Граниты Хингано-Олонойского рудного района // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 150–157.
9. Гоневчук В. Г., Семеняк Б. И., Ишихара С., Гоневчук Г. А., Коростелев П.Г. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 4. С. 326–335.
10. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез: Дис.... д-ра. геол.-минер.наук. Владивосток, 1999. 387 с.
11. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтманн Р. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня, как индикатор их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука,

1999. С. 109–119.
12. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.
13. Гребенников Г.М. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулcanoструктуры (Приморье): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 33 с.
14. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
15. Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1992. 158 с.
16. Иванов В.В. Возраст золото-серебряных месторождений Омолонского, Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Западно-Камчатского, Центрально-Камчатского, Восточно-Камчатского и Большешкуринского вулcanoгенных поясов Востока России: датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом и этапность оруденения // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ, 1997. 112 с.
17. Козырев С.К. Новые данные о возрасте, последовательности формирования и формационной принадлежности мезозойских магматических комплексов Гонжинского выступа и его обрамления // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы пятого Дальневост. регион. петрогр. совещ. Хабаровск: ФГУГПП "Хабаровскгеология", 2001. С. 30–35.
18. Колесников Д.И., Шергина Ю.П., Розинов М.И., Шатков Н.Г., Шкорбатова Г.С. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 4. С. 80–86.
19. Константинов Р.М., Томсон И.Н., Полякова О.П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С.36–50.
20. Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Эндеогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые северо-востока Азии: (Тез. докл.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. С. 30–32.
21. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 292 с.
22. Крымский Р.Ш., Гавриленко В.В., Беляцкий Б.В., Смоленский В.В., Левский Л.К. Возраст и генезис W-Sn минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным данным // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 552–560.
23. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулcanoгенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 421).
24. Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. Геохронология вулcano-плутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K/Ar, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и Rb/Sr-изотопных методов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 38, № 4. С. 362–371.
25. Лейер П.В., Иванов В.В., Раткин В.В., Бундцен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – определения возраста руд // Докл. АН. 1997. Т. 356, № 5. С. 665–668.
26. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. 1975. № 4. С. 16–32.
27. Максимов С.О. Магматизм и особенности породообразующих пироксенов Баджала // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 70–102.
28. Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.
29. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 203 с.
30. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.
31. Метасоматизм и метасоматические породы / Отв. ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Науч. мир, 1998. 490 с.
32. Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 122 с.
33. Мишин Л.Ф. К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 106–111.
34. Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулcano-плутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 69–77.
35. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 31–42.
36. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
37. Мишин Л.Ф. Геология и рудоносность субвулканических интрузий кислого состава востока России: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 42 с.
38. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Мезозойский орогенный кислый магматизм Востока России // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Материалы второго Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар, 2000. С. 140–144.
39. Моисеенко И.Г., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст золотого оруденения Бамского рудного узла // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 3. С. 369–371.
40. Моисеенко И.Г., Деметтиенко А.И., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст формирования руд Покровского золоторудного месторождения // Докл. АН. 1999. Т.366, № 2. С. 221–224.
41. Моисеенко И.Г., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского месторождения Приамурья // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 3. С. 354–357.

42. Нагибина М.С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития // Геотектоника. 1970. № 5. С. 26–32.
43. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 236 с.
44. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитный магматизм Северной Пацифики: В 2 т. Т. 1: Геология, геохронология и геохимия. Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4-6 сентября, 1997. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
45. Олейников А.В. Некоторые вопросы стратиграфии кайнозойских вулканических полей среднего и северного Сихотэ-Алиня. Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 50-56.
46. Олейников А.В. Дискуссия. По ст.: Лихт Ф.Р. Условия залегания и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 55–67.
47. Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С. Первые Rb-Sr даты метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // Докл. АН. 1987. Т. 295, № 5. С. 1219–1223.
48. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.
49. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
50. Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д., Сокарев А.Н., Полякова О.П. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического комплекса // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 367–370.
51. Романовский Н.П. Петрофизика гранитных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.
52. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1986. 356 с.
53. Руб М.Г., Руб А.К., Кривошеков Н.Н., Ашихмина Н.А. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т. 6. № 1. С. 16–20.
54. Сахно В.Г. Позднемезозойские континентальные вулканические пояса Востока Азии: Дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1994. 104 с.
55. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
56. Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля // Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса / ДВГИ. Владивосток, 1996. С. 93–105, 169.
57. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеристика мезозойских вулканических образований Приамурской вулканической зоны // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Материалы пятого Дальневост. регион. петрогр. совещ. Хабаровск: ФГУГГП "Хабаровскгеология", 2001. С. 74–75.
58. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 3–7.
59. Сухов В.И. Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных районов Востока СССР: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1981. 45 с.
60. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Отв. ред. Глазунов О.М. Новосибирск: Наука, 1984. 214 с.
61. Томсон И.Н., Полякова О.П. Последовательность образования и направленная миграция металлогенических зон на примере орогена Приморья // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 6. С. 809–812.
62. Фатьянов И.И., Лэйер П. О времени формирования золоторудного месторождения Токур // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С.217–219.
63. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
64. Фирсов Л.В. Об абсолютном возрасте некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР // Труды десятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 326–340.
65. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.
66. Царева Г.М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 201–229.
67. Чжан Хун, Чжао Чунцзин, Яо Ичжэн, Цюань Хень. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (Китай) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 109–117.
68. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 122 с.
69. Gastil G. The boundary between the magnetic-series and ilmenite-series granitic rocks in peninsular California // Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.
70. Ishihara S., Sasaki A. Sulfur isotopic ratios of the magnetic-series and ilmenite-series granitoides of the Sierra Nevada batholith - A reconnaissance study // Geology. 1989. V. 17. P. 788–791.
71. Kistler R.W., Peterman Z.E. Variations Sr, Rb, K, Na and

- initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. P. 3489–3512.
72. Klimetz M.P. Speculations on the Mesozoic plate tectonic evolution of Eastern China // *Tectonics*. 1983. V. 2, N 2. P. 139–166.
73. Tacker R.C., Candela P.A. Experimental determination of crystal-melt partitioning of molybdenum in high-silica systems. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs, Ann. Meet.* 1985. 732 p.
74. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prikhodko V.S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism. *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27, N.11. P. 1587–1590.
75. Whitney J. A. Composition and activity of sulphurous species in quenched magmatic gases associated with pyrrhothite bearing silicic system // *Econ. geol.* 1988. V. 83. P. 86–93.

Поступила в редакцию 18 марта 2002 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

L.F. Mishin, Zhao Chunjing, A.I. Soldatov

Mesozoic-Cenozoic volcano-plutonic belts and systems in the continental part of Eastern Asia, and their zoning

In the eastern margin of the Asian continent, in the area of the Mesozoic-Cenozoic sub-aerial volcanism, three different-age zones (systems) are recognized. Their structural position and rock composition correspond to the continent-margin volcanic belts. From the west eastward, the following systems are distinguished: the Uda-Bolshehingan (J₃-K₁), Okhotsk-Sungari (K₁₋₂), and Sikhote-Alin (K₂-Pg). Transverse zoning indicates that the structures are autonomous. In relation to the Pacific margin, an internal and an external zone are distinguished which differ strongly in redox conditions, Sr initial isotope ratios, REE distribution, and other features. In accordance with the distribution of magmatic rocks, three different-age metallogenic systems are distinguished. In each of them two conjugated zones are formed (basing on the major element): internal gold-bearing and external tin-bearing. The age discreteness of mineralization is more sharply expressed than the analogous discreteness of magmatism itself, and this is a strong additional argument in support of reasonableness of recognizing three different-age spatially separated systems.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернов

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

На Камчатке и юге Корякии можно выделить пять древних островодужных сегментов, остатки которых включены в покровно-складчатую структуру этих районов – Паланский, Восточно-Камчатский, Кроноцкий, Южно-Корякский и Говенский. В позднем мелу островодужные сегменты располагались на западе Тихого океана в широтном интервале от тридцатого до пятидесяти пятого градуса северной широты и, возможно, вытягивались приблизительно параллельно окраине континента в виде единой островодужной системы, отделяя от океана бассейны шириной не более 1000 км. Коллизия островодужных сегментов с континентом была в разное время – от позднего мела до миоцена – и протекала со сдвиговой компонентой (Паланский и Восточно-Камчатский сегменты) или без нее (Кроноцкий и Южно-Корякский сегменты).

Ключевые слова: палеомагнетизм, аккреция, коллизия, палеоширота, вращение геологических блоков, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема геологического развития активных континентальных окраин привлекает внимание геологов на протяжении многих десятилетий. Ярким примером активной континентальной окраины (АКО) являются районы Камчатки и юга Корякии. Они характеризуются сложной покровно-складчатой геологической структурой, в которой участвуют комплексы горных пород, сформированные в различных геодинамических условиях (островодужные, окраинноморские, континентальное подножие и др.) и тектонически совмещенные в разные периоды геологической истории во время коллизионных процессов и процессов тектонической аккреции. По мере накопления новых данных о геологическом строении Камчатки и юга Корякии в разных работах предлагались многочисленные варианты палеотектонических реконструкций для этих районов [1, 6, 10, 42, 49, 55, 70, 76, 85].

По мнению Н.А. Богданова и др. [6], В.Д. Чеховича [70], С.Д. Соколова [49], В.П. Зинкевича с соавторами [1] в мелу и раннем кайнозое на северо-западе Тихого океана существовала островная дуга или система островных дуг, отделенных от континента бассейнами окраинных морей. В раз-

личных моделях предложены разные механизмы закрытия таких бассейнов и, как следствие, тектонического совмещения окраинноморских и островодужных комплексов пород с окраиной континента. В работах [30, 32, 70, 72, 76] предполагалось, что островные дуги развивались на северной конвергентной границе плиты Кула и вместе с ней перемещались до их коллизии с континентом. На основе анализа геологических и единичных в то время палеомагнитных данных E.L. Geist, T.L. Vallier и D.W. Sholl [85] выдвинули гипотезу о коллизии островной дуги с континентом значительно южнее ее современного положения и последующем ее перемещении на север по сдвигам вдоль простираения окраины материка. В монографии [41] высказано еще одно мнение, что, начиная с позднего мела, районы Камчатки и Охотского моря развивались как единый крупный тектонический блок, который в основном претерпевал вертикальные движения.

Реконструкции, предлагаемые в данной работе, в какой-то степени можно назвать итоговыми, так как практически завершены палеомагнитные исследования Камчатки и юга Корякии и проведено комплексное геологическое изучение мезозойских выступов Западной Камчатки, до сих пор слабо исследованных в геологическом плане.

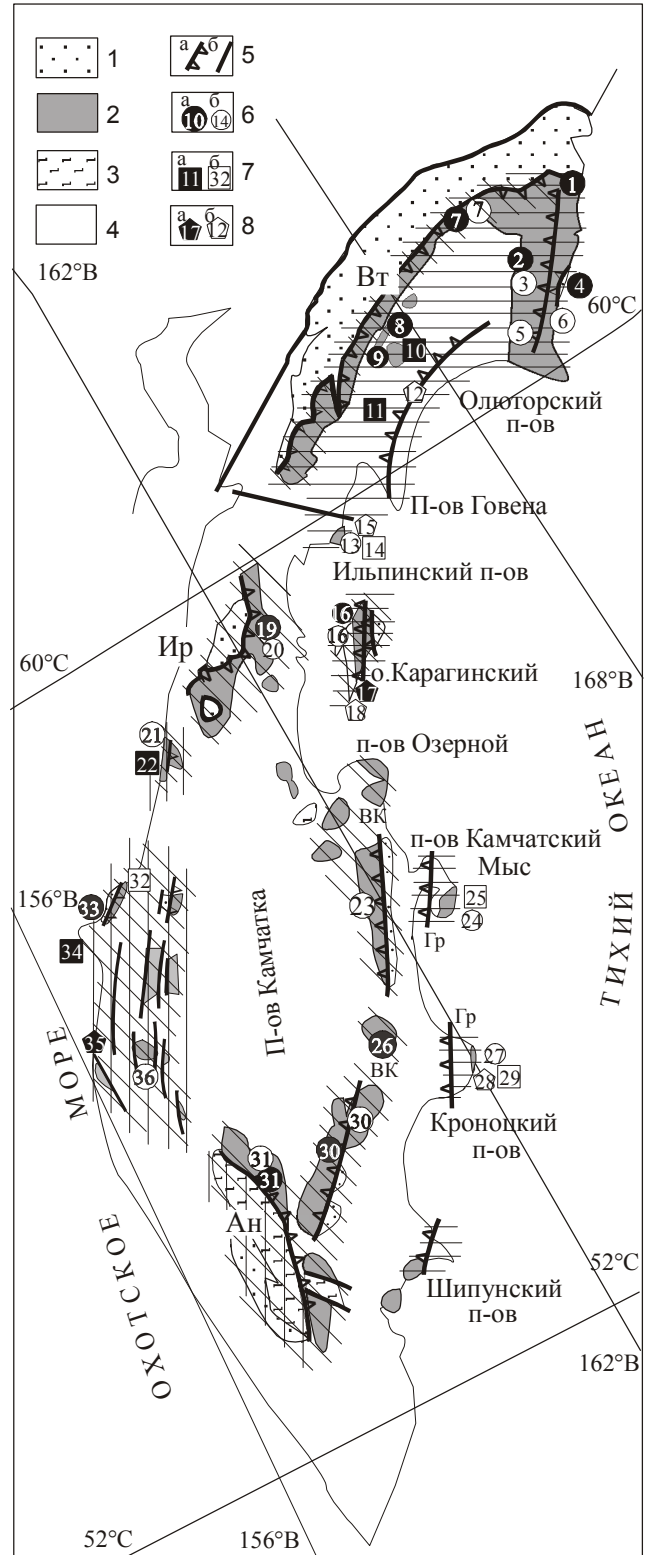
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ ЭКЗОТИЧЕСКИХ ТЕРРЕЙНОВ

На рис. 1 показаны ареалы распространения геологических комплексов Камчатки и юга Корякии, которые в разное время были вовлечены в покровно-складчатые деформации, вероятно, связанные с коллизионными или аккреционными процессами. По возрасту покровно-складчатых деформаций и особенностям геологической структуры на Камчатке и юге Корякии выделяются многочисленные структурные зоны (рис. 2, 3).

В строении **Западно-Камчатской структурной зоны** участвуют мезозойские и кайнозойские комплексы пород. Мезозойские комплексы обнажаются в немногочисленных выступах, показанных на рис. 1 и 2, среди толщ мощного кайнозойского чехла Западной Камчатки. Нижнее структурное положение занимают альб-кампанские, возможно, маастрихтские терригенные флишеидные кварц-полевошпатовые толщи [9, 47, 68]. На терригенные толщи, по-видимому, с востока надвинуты пластины юрско-меловых кремнисто-яшмовых и кремнисто-базальтовых комплексов пород, вероятно, накопившихся в условиях спредингового бас-

Рис. 1. Положение перемагнитненных и неперемагнитненных толщ в геологической структуре Камчатки и юга Корякии.

1 – Хозгонско-Лесновско-Укелятский флишевый пояс; 2 – позднемеловые островодужные толщи; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – районы распространения кайнозойских толщ; 5 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 6–8 – перемагнитненные (а) и неперемагнитненные (б) толщи позднемелового (6), палеоценового (7) и эоценового (8) возраста. Цифры в кружках показывают различные районы, где проводились палеомагнитные исследования: 1 – бухта Анастасии [28]; 2, 3 – бассейн р. Ничакваям [25]; 4 – мыс Витгенштейна [25]; 5 – бассейн р. Бурной [28]; 6 – м. Вулканический [28]; 7 – верховья р. Апуки [44]; 8, 9 – хр. Майны-Какыйне [27]; 10 – Ивтыгинский хребет [27]; 11 – бассейн р. Хатапваям [27]; 12 – хр. Малиновского [27]; 13–15 – Ильпинский п-ов [24]; 16–18 – о. Карагинский [29]; 19, 20 – Камчатский перешеек [38]; 21, 22 – устье р. Палана [34]; 23 – хр. Кумроч [38]; 24, 25 – п-ов Камчатский мыс [38]; 26 – хр. Гумрок [20]; 27–29 – Кроноцкий п-ов [38]; 30 – Валагинский хребет [20]; 31 – Малкинский выступ [31]; 32, 33 – хр. Омгон [68]; 34 – Утхолокский п-ов [34]; 35 – м. Онгон [69]; 36 – бассейн р. Тихой [69]. Горизонтальная штриховка – области миоценовой складчатости, косая – раннеэоценовой, вертикальная – позднемеловой. На положение разных штриховок свидетельствует о том, что в



этих районах проявлены несколько этапов деформаций пород. Геологическая основа взята в [76] и дополнена авторами.

Тектонические покровы: ВТ – Ватынский, Ир – Ирунейский, Ан – Андриановский. Гр – надвиг Гречишкина; ВК – Восточно-Камчатская зона.

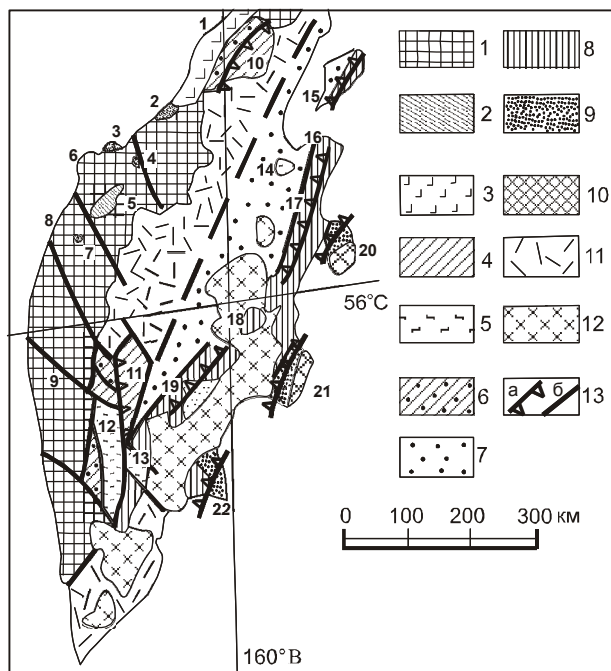


Рис. 2. Схема тектонического строения Камчатки, по данным [1, 10] с дополнениями авторов.

1, 2 – Западно-Камчатская зона: 1 – кайнозойские осадочные толщи, 2 – выступы вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных толщ островных дуг и окраинных морей (J_3-K); 3 – Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс (кинкильские и божедомовские вулканы, P_2); 4 – Центрально-Камчатская зона (вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования островных дуг и окраинных морей (K_2-P_1); 5 – выступы метаморфических пород ($PZ-MZ$); 6 – лесновские и хозгонские флишевые толщи ($K-P_1$); 7 – Центрально-Камчатский прогиб (осадочные толщи, $P-N$); 8 – Восточно-Камчатская зона (офиолиты, K_2), вулканогенно-осадочные толщи островных дуг (K_2-P_1) и флишеидные толщи (ветловский комплекс) (P); 9 – Тюшевский прогиб (кайнозойские осадочные толщи); 10 – зона террейнов восточных полуостровов Камчатки (вулканогенно-осадочные и кремнисто-вулканогенные образования островных дуг (K_2-P) и блоки сложного строения ($K-N$); 11 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (P_3-Q); 12 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (Q); 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные. Цифры на схеме: 1 – Пенжинский район, 2 – Паланский район, 3 – п-ов Омгон, 4 – бассейн р. Рассошина, 5 – система хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн, 6 – п-ов Утхолок, 7 – бассейн р. Тихой, 8 – мыс Хайрюзова, 9 – Колпаковский район, 10 – Камчатский перешеек, 11 – юг Срединного хребта, 12, 13, 14 – Малкинский, Ганальский и Хавывенский выступы метаморфических пород, 15 – о. Карагинский, 16 – п-ов Озерной, 17 – хр. Кумроч, 18 – хр. Тумрок, 19 – хр. Валагинский, 20 – п-ов Камчатский мыс, 21 – п-ов Кроноцкий, 22 – п-ов Шипунский.

сейна. Верхнее положение в структуре занимают сантон-маастрихтские кремнисто-вулканогенные толщи, сформировавшиеся в условиях островной дуги [11, 34, 36, 37, 40, 68]. Толщи интенсивно дислоцированы, в Паланском районе отчетливо видно, что они залегают в покровно-складчатой структуре западной vergentности, в некоторых районах фиксируются левосторонние сдвиговые структуры.

Позднемиоценовые комплексы с несогласием перекрыты относительно слабо деформированными кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными мелководными, в некоторых случаях континентальными толщами, сформированными в шельфовых и прибрежно-морских условиях кайнозойской континентальной окраины [10, 41, 80]. Среднеэоцен-миоценовые толщи с резким угловым несогласием залегают на меловых и палеоценовых. В толщах присутствуют среднеэоценовые субэаральные вулканы (кинкильские и божедомовские), являющиеся частью **Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса** [59].

На юге Камчатки восточнее Западно-Камчатской зоны картируются палеозойские и мезозойские метатерригенные и метавулканогенные, метаморфизованные вплоть до амфиболитов породы **Малкинского выступа** [12, 13, 22, 45, 52, 53, 61–63, 72, 75, 79]. В разных толщах выступа фиксируются два этапа метаморфизма: 140–120 млн лет назад (Rb/Sr) для колпаковской серии [14, 35] и 60 ± 10 млн лет назад (K/Ar) для пород малкинской серии [12, 14]. Кроме того, из пород колпаковской свиты были выделены метаморфические цирконы с возрастом 47–53 млн лет [35], а в толщах малкинской серии Г.Е. Бондаренко с соавторами [12, 13] закартировали синкинематические тела плагиогранитов с возрастом 65 ± 10 млн лет, приуроченные к надвигам. В пределах Малкинского выступа также закартированы толщи барабских конгломератов палеоценового возраста [75], местами несогласно залегающих на метаморфических породах и на практически нематаморфизованных кремнистых пачках, по облику схожих с кремнями мезозойских толщ Западно-Камчатской зоны (А.Е. Шанцер, устное сообщение).

Толщи Малкинского выступа окаймляются позднемиоценовыми–раннекайнозойскими кварц-полевошпатовыми **флишевыми комплексами** (хозгонская серия), аналоги которых распространены на Камчатском перешейке (лесновская свита) и на

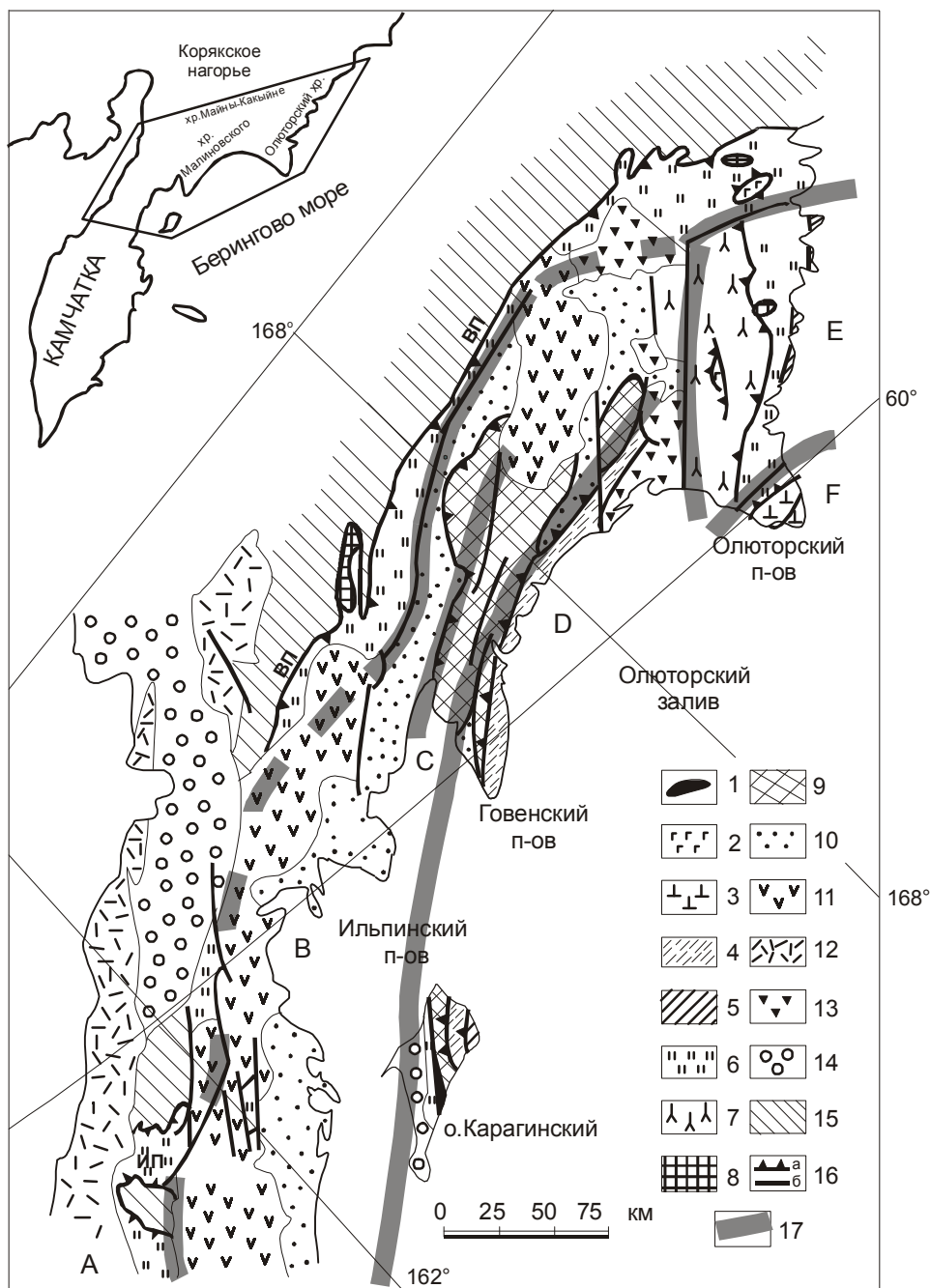


Рис. 3. Геологическая схема северо-западного складчатого обрамления Командорской котловины [70].

1–3 – океанические комплексы: 1 – офиолитовый (K_2), 2 – океанических базальтов (K_2al-cp), 3 – океанических базальтов щелочного типа (K_2cp-d); 4–5 – комплексы глубоководных желобов и аккреционных призм: 4 – флишеидный (P_1-P_3), 5 – осадочного меланжа (K_2-P_3); 6–10 – островодужные комплексы: 6 – кремнисто-вулканогенный (K_2st-cp), 7 – вулканогенно-обломочный (K_2cp-d), 8 – комплекс реликтов магматических камер островной дуги (дунит-клинопироксенит-габбровый) (P), 9 – вулканогенно-осадочный (P_2-P_3), 10 – вулканогенно-терригенный (K_2-P_3); 11, 12 – комплексы активных континентальных окраин: 11 – Апуско-Вывенский (N_2-Q), 12 – Западно-Камчатско-Корякский (P); 13 – рифтогенные вулканиты Апуского грабена ($P-N$); 14 – рыхлые неоген-четвертичные отложения; 15 – флишевые толщи Укелятско-Лесновской зоны (K_2-P_1); 16 – надвиги (а) и субвертикальные разломы (б); 17 – границы структурных зон. Структурные зоны: А – Фронтальная; В – Ильпинско-Пахачинского прогиба; С – Говенская; D – аккреционной призмы; E – Центральная зона Олюторского хребта; F – Олюторского полуострова. ВП, ИП – соответственно, Ватынский и Ирунейский тектонические покровы.

юге Корякии (Укеляятский флиш) (рис. 1, 2, 3). Флишевые толщи залегают в сложной покровно-складчатой структуре северной вергентности на юге Корякии и западной вергентности – на Камчатке [1, 8, 11, 48, 49, 55, 70, 73, 76]. В работах [46, 48] показано, что формирование структуры толщ могло протекать при транспрессии с левосдвиговой компонентой движения.

Аллохтонные пакеты тектонических чешуй и пластин окраинноморских и островодужных толщ **Центрально-Камчатской и Фронтальной** (на юге Корякии) зон с востока (на Камчатке) и с юго-востока (в Корякии) надвинуты в виде Андриановского, Ирунейского и Ватынского тектонических покровов (рис. 1, 2, 3) на флишевые отложения [1, 6, 11, 57, 58, 60]. Пластины альб-кампанских и кампан-маастрихтских кремнисто-яшмовых и вулканогенных окраинноморских пород занимают нижнее положение в структуре аллохтона. Сантон-кампанские и кампан-датские вулканогенно-осадочные островодужные породы занимают верхнее структурное положение в аллохтоне и надвинуты с востока на океанические толщи [22, 57, 58]. На севере Центрально-Камчатской зоны (Камчатский перешеек) автохтонные и аллохтонные толщи с резким угловым несогласием перекрыты среднеэоценовыми вулканитами кинкильской серии. Структура фронтальной зоны на юге Корякии с угловым несогласием перекрыта породами олигоцен-миоценового возраста [15]. А.В. Федорчуком и др. [57] во фронтальной зоне описаны дайки, силлы и мелкие штокообразные тела магматических пород кислого состава (45–46 млн лет по K/Ar), которые интродуцируют пакеты тектонических чешуй, описанные выше. Они существенно меньше тектонизированы и не затронуты расланцеванием и иногда залечивают тектонические контакты между различными чешуями и пластинами. В отчете к геологической карте масштаба 1:50 000 [19] опубликованы датировки калий-аргонового метода по биотитам и калиевому полевому шпату из гранитоидов, секущих флишевые толщи, которые соответствуют 30 ± 0.5 и 34 ± 0.5 млн лет.

Геологическое строение **Восточно-Камчатской зоны** (рис. 1, 2) различно в ее восточной и западной частях. На западе зоны картируются полого падающие на восток пластины, сложенные только кампан-палеоэоценовыми островодужными образованиями. На востоке позднеэоценовые островодужные породы совместно с образованиями позднеэоценового-раннепалеоэоценового ветловского флишево-олистостромового комплекса слагают си-

стему чешуй юго-восточной вергентности, разделенных крутопадающими надвигами. Формирование пологопадающих структур на западе зоны, по видимому, произошло раньше, чем формирование структур юго-восточной вергентности на востоке, так как в Валагинском хребте описаны надвиги юго-восточной вергентности, секущие пакет пологозалегающих пластин [1]. Толщи, схожие с ветловскими, участвуют в структуре **зоны аккреционной призмы** на юге Корякии (рис.3) [16, 54, 70]. Во многих районах Восточно-Камчатской зоны фиксируется резко несогласное залегание среднеэоценовых пород на меловых и палеоэоценовых комплексах [1, 5, 77].

Обнажающиеся в пределах Восточно-Камчатской зоны метаморфические породы (**Ганальское поднятие** на юге Камчатки [43, 51] и **Хавывенское поднятие** на севере [3]) включают островодужные и океанические толщи, метаморфизованные до амфиболитов, не имеющие надежных датировок возраста. Важным элементом строения Ганальского выступа являются синкинематические пластовые тела габбро и плагиогранитов, маркирующие зоны тектонических покровов, в том числе, залегающие в основании надвига позднеэоценовых неметаморфизованных островодужных толщ. Имеющиеся определения возраста синдеформационного метаморфизма и возраст синкинематических тел плагиогранитов 50.7 ± 1.5 и 47 ± 1.2 млн лет соответствуют раннему эоцену (границе ипра-лутета) [1].

Структуры Восточно-Камчатской зоны отделены от Центрально-Камчатской зоны кайнозойскими толщами **Центрально-Камчатской депрессии**, продолжающимися на север в пролив Литке. На востоке структуры Восточно-Камчатской зоны надвинуты по надвигу Гречишкина на миоэоценовые осадочные толщи **Тюшевского прогиба** [1].

Зона восточных полуостровов Камчатки включает поднятия Камчатского мыса и Кроноцкого полуострова (рис. 1, 2) [1, 65]. В геологической структуре этих районов участвуют позднеэоценовые и палеоэоценовые вулканогенно-осадочные островодужные толщи и блоки сложного строения, включающие интенсивно дислоцированные островодужные, олистостромовые и океанические образования мелового и палеоэоцен-раннеэоценового возраста. На п-ове Камчатский мыс островодужные толщи слабо дислоцированы и залегают согласно. На Кроноцком поднятии меловые и палеоэоценовые островодужные образования характеризуются покровно-складчатым строением.

Структура зоны **Ильпинско-Пахачинского прогиба** на юге Корякии (рис. 3) характеризуется северной вергентностью [70]. Позднемеловые–раннепалеоценовые толщи зоны сложены вулканогенно-осадочными островодужными породами, выше которых согласно залегают палеогеновые и раннемиоценовые терригенные толщи [17, 18, 50].

Зона Олюторского хребта характеризуется структурой юго-восточной вергентности. Она по субвертикальным разломам отделена от структуры фронтальной зоны северной вергентности (рис. 3). Нижнее структурное положение в зоне Олюторского хребта занимают позднемеловые и палеоценовые флишево-олистоострововые толщи. С северо-запада на них надвинуты пластины вулканогенных и кремнисто-вулканогенных островодужных толщ кампан-датского возраста, среди которых в тектонических окнах обнажаются вулканогенные образования коньяк-сантонского возраста, сформированные, по-видимому, в задуговом бассейне [70].

На юге Корякии выделен также среднеэоцено-олигоценый **островодужный комплекс хр. Малиновского (Говенская зона)**. Геологическая структура зоны характеризуется веерообразным распределением осевых плоскостей складок и плоскостей сместителей надвигов [70]. Толщи комплекса не протягиваются на Камчатку и без видимых структурных несогласий залегают на поздне-меловых островодужных породах [67, 70].

Вулканиты позднеолигоцен-четвертичного **Центрально-Камчатского** и плиоцен-четвертичного **Восточно-Камчатского** окраинно-континентальных поясов запечатывают более древние структуры Камчатки и юга Корякии [1, 6].

Геодинамическому анализу комплексов пород Камчатки и юга Корякии, а также тектонической эволюции этих районов в позднем мелу и кайнозое посвящено большое количество публикаций [2, 6, 21, 30, 32, 41, 49, 55, 70, 72, 76, 84, 85]. Практически во всех работах мнения сходятся относительно геодинамической принадлежности кайнозойских пород Западной Камчатки. Предполагается, что они сформировались в шельфовых и прибрежно-морских условиях кайнозойской континентальной окраины [41].

Гипотезы о происхождении и тектоническом развитии метаморфических пород в Малкинском, Ганальском, Хавывенском выступах очень разнообразны в связи со сложностью метаморфических объектов. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин [10] считают, что все метаморфические комплексы являлись час-

тью микроконтинента, тектонически совмещенного с материком в раннем кайнозое. Другие исследователи полагают, что некоторые метаморфизованные комплексы могли являться частями аллохтонных толщ, распространенных в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах, и подверглись метаморфизму при деформациях этих толщ [1, 13].

Присутствующие в структурных зонах Камчатки и юга Корякии вулканогенные, кремнисто-яшмовые, кремнисто-вулканогенные комплексы пород с океаническими петролого-геохимическими свойствами, очевидно, являются экзотическими и сформировались в условиях спрединга океанических или задуговых бассейнов [1, 6, 49, 55, 70, 72, 76], закрывшихся в разное время.

На северо-востоке России выделяются несколько протяженных окраинно-континентальных поясов, по-видимому, маркирующих зоны субдукции под континент в различные периоды времени: плиоцен-четвертичный **Восточно-Камчатский**; позднеолигоцен-четвертичный **Центрально-Камчатский**, простирающиеся с юга на север вдоль Камчатского полуострова в южную Корякию; среднеэоцен-олигоценый **Западно-Камчатско-Корякский**, протягивающийся от западной Камчатки в центральную Корякию; позднемеловой **Охотско-Чукотский**, вулканиты которого распространены от Сихоте-Алиня до Чукотки и Северной Аляски [1, 8, 23, 59, 72, 80]. Перечисленные пояса простираются на большие расстояния, с резкими угловыми несогласиями "запечатывают" более древние структуры, сложенные разновозрастными породами различных геологических формаций, а слагающие их толщи во многих районах слабо деформированы. В работе [41] палеоценовые силлы и базальты, обнажающиеся в центральных районах Западно-Камчатской зоны (п-ова Омгон и Утхолок), также рассматриваются как окраинно-континентальные, так как они схожи по геохимическим характеристикам с вулканитами активных континентальных окраин. Тем не менее, в этой же работе высказывается и мнение об их рифтогенной природе.

К экзотическим островодужным террейнам в структуре Камчатки и юга Корякии отнесены толщи меловых вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных пород Западно-Камчатской зоны, позднемеловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные, кремнистые и кремнисто-вулканогенные толщи Центрально-Камчатской зоны и

Фронтальной зоны юга Корякии, Восточно-Камчатской зоны, зоны Олюторского хребта, Говенской зоны, Ильпинско-Пахачинского прогиба, зоны террейнов восточных полуостровов Камчатки (рис. 1, 2, 3). В работах [1, 6, 49, 55, 70] высказываются мнения о том, что островодужные породы, участвующие в структуре перечисленных выше зон, являются остатками нескольких островных дуг.

Мел-палеогеновые островодужные толщи зоны восточных полуостровов Камчатки (Кроноцкий п-ов, Столбовской блок на п-ове Камчатский мыс), располагающиеся восточнее надвига Гречишкина, всеми исследователями объединяются в Кроноцкую дугу. Островодужный магматизм в этих толщах в разной степени проявляется с позднего мела (а, возможно, с коньяка [1]) по эоцен, хотя наиболее мощные пирокластические и лавовые образования накапливались в позднем мелу и палеоцене. Геологические структуры вдоль круто падающего на запад надвига Гречишкина рассматриваются как сутурная зона. Она отделяет геологические комплексы Восточно-Камчатской зоны от комплексов Тюшевского прогиба и Восточных полуостровов Камчатки (рис. 1, 2). Вероятно, к Кроноцкой дуге принадлежат и экзотические палеоцен-эоценовые островодужные толщи Командорских островов, резко отличающиеся по геохимическим свойствам от одновозрастных толщ Алеутских островов [70, 76].

Среднеэоцен-олигоценовые островодужные толщи Говенской зоны, одновозрастные с толщами Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального пояса, интерпретируются как Говенская островная дуга [70]. Эти толщи распространены только на юге Корякии и, по-видимому, их формирование связано с сугубо региональными тектоническими процессами в этом районе [70].

По поводу геодинамической позиции позднемеловых и палеоценовых островодужных образований Западно-Камчатской, Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской, Фронтальной зон, зоны Олюторского хребта и зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба (рис. 1, 2, 3) мнения исследователей различаются.

В работах [1, 76] все эти образования объединяются в одну протяженную энсиматическую Ачайваям-Валагинскую островную дугу, аллохтонные толщи которой надвинуты на край континента по системам Ватынского (на юге Корякии), Ирунейского (на Камчатском перешейке) и Андриановского (в Малкинском выступе) тектонических

покровов. Но Н.А. Богданов и В.Д. Чехович [11] убеждены, что меловые островодужные породы Западно-Камчатской зоны представляют собой остатки самостоятельной дуги (Паланской). Кроме того, в работах [8, 10] позднемеловые-раннепалеоценовые островодужные толщи Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон и структурных зон юга Корякии рассматривают как островодужные сегменты с разными фундаментами: Восточно-Камчатский сегмент развивался на континентальном основании, а Южно-Корякский – на океаническом основании и основании переходного типа.

В связи с таким разнообразием мнений, касающихся тектонической интерпретации геологического строения Камчатки и юга Корякии, мы в данной работе не будем принимать чью-либо сторону и пока будем считать позднемеловые островодужные комплексы, распространенные в структурных зонах Камчатки и юга Корякии, остатками островодужных сегментов, которые имели самостоятельное тектоническое развитие. Учитывая время формирования покровно-складчатых деформаций в структурных зонах Камчатки и юга Корякии, мы выделяем *Паланский* (Западно-Камчатская зона) позднемеловой островодужный сегмент (позднемеловые деформации), *Восточно-Камчатский* позднемеловой островодужный сегмент, в который включены островодужные комплексы Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон (раннеэоценовые деформации), *Южно-Корякский* позднемеловой островодужный сегмент (деформации во второй половине эоцена и позже), *Говенский* эоцен-олигоценовый островодужный сегмент (миоценовое время деформаций), *Кроноцкий* мелкайнозойский островодужный сегмент (миоценовое время деформаций). В Кроноцкий сегмент включены также некоторые вулканогенные породы Командорских островов (островов Беринга и Медный) [81].

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

С помощью палеомагнитного метода предполагалось решить следующие задачи:

1) Рассчитать количественные оценки широт формирования экзотических геологических комплексов, находящихся в различных структурных зонах Камчатки и юга Корякии, оценить величины их широтных перемещений и время тектонического совмещения с континентом;

2) Используя склонения векторов намагниченности пород, оценить величины и направления вращений геологических блоков пород в различных структурных зонах АКО юга Корякии и Камчатки;

3) На основе совместного анализа палеомагнитных и геологических данных разработать тектонические модели, объясняющие формирование структурных особенностей АКО;

Для решения этих задач палеомагнитные исследования были проведены с большой детальностью. Разновозрастные толщи, исследованные этим методом, показаны на рис. 1. Анализ послескладчатой намагниченности проводился в работе [33]. Доскладчатые компоненты намагниченности выделены в разновозрастных комплексах Западно-Камчатской, Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской зон, зоны террейнов восточных полуостровов Камчатки, Центрально-Камчатской депрессии, Фронтальной зоны, зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенской зоны и зоны Олюторского хребта. В предыдущем разделе было показано, что в структуре многих из этих зон участвуют комплексы пород островодужного типа, которые в данной работе объединены в Паланский, Восточно-Камчатский, Кроноцкий, Южно-Корякский и Говенский островодужные сегменты. В таблице 1 приведены доскладчатые палеомагнитные направления для каждого из этих сегментов, которые в дальнейшем используются при тектоническом анализе. Все палеомагнитные определения получены по кондиционным современным методикам. Исключение составляют направления 30, 31а и 31б, которые рассчитаны по очень малому количеству образцов, и их доскладчатая природа не является надежно доказанной [31].

ПАЛЕОШИРОТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ СЕГМЕНТОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Выявленные палеомагнитным методом палеошироты формирования островодужных толщ Камчатки и юга Корякии (рис. 4) показали, что исследованные комплексы являются экзотическими террейнами.

Для Паланского островодужного сегмента можно предположить следующие широтные ограничения. Два из четырех широтных интервалов, приведенных на рис. 4в, рассчитаны по кампанским кремнистым толщам, которые, судя по их структурному положению, по-видимому, накопи-

вались в бассейне, отделяющем Паланский сегмент от материка. Они соответствуют началу тридцатых—началу сороковых градусов северной широты. Один интервал получен для сантон-раннекампанской вулканогенно-терригенной толщи, формировавшейся в условиях островной дуги. Он статистически не отличается от интервалов, рассчитанных для кремнистых пород. Вероятно, кремнистые и вулканогенные толщи не были сильно удалены друг от друга. В позднем мелу исследованные комплексы не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой (рис. 4в), широтная величина бассейна, отделяющего Паланский островодужный сегмент от континента, оценивается в 2000–2500 км. Закрытие этого бассейна и тектоническое совмещение Паланского островодужного сегмента с континентом, судя по времени покровно-складчатых деформаций в Западно-Камчатской зоне, произошло в конце маастрихта—начале палеоцена.

Для позднемеловых пород Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов получено по пять палеомагнитных определений. Они показывают, что наиболее вероятными интервалами широт, на которых формировались эти островодужные сегменты, являются сороковые широты для Восточно-Камчатского сегмента и от сороковых до начала пятидесятих — для Южно-Корякского (рис. 4а, г). В позднем мелу Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты были удалены от Евразии и Северной Америки, величина бассейна по широте приблизительно оценивается как 1500–2000 км. Этот вывод находит подтверждение и по другим данным. В частности, для комплексов пород островных дуг и окраинных морей, находящихся в структуре аллохтона вдоль системы Ватынского, Ирунейского и Андриановского тектонических покровов, имеются близкие возрастные датировки — K_2cp-m , K_2st-cp (по радиоляриям, [22, 57, 58, 78]). Следовательно, в позднем мелу одновременно накапливались как островодужные комплексы, так и толщи окраинного моря, то есть, между исследованными островодужными комплексами и окраиной континента существовал бассейн [1, 6].

Тектоническое совмещение Восточно-Камчатского сегмента с окраиной континента началось, как показывает возраст покровно-складчатых деформаций в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах, в раннем эоцене или на границе палеоцена и эоцена и завершилось к среднему

Таблица 1а. Характеристики доскладчатой намагнитченности толщ Южно-Корякского островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95sg}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
Олюторский хребет [25,28]																				
3 (22)	K ₂ ср-м	R+	80	78	15	8	80	67	14	8	49	19	59	19	16	7	14	7	171.5W	61.4N
5 (68)	K ₂ ср-м	F+	104	30	8	7	88	65	14	5	57	14	67	13	17	4	15	4	171.5W	60.9N
6 (64)	K ₂ ср-м	F+	107	13	5	8	97	68	12	5	66	15	76	14	14	4	1	4	171.7W	60.9N
Верховья р.Алука [44]																				
7 (17)	K ₂ ср-d	F+			2		321	-71	14	11	-66	32	-54	30	12	9	10	9	171W	62N
Ильпинский п-ов [24]																				
13 (29)	K ₂ ст-м	R+	278	53	18	6	299	61	18	6	-95	14	-84	13	20	5	18	5	165W	60N
14 (27)	P ₁ ²	F+	208	79	5	9	286	73	12	8	-92	25	-81	24	9	7	7	7	165W	60N
15a (44)	P ₂ ^{1,2}	F+	208	79	5	9	322	75	14	6	-37	21	-28	21	7	5	6	5	165W	60N
Хребет Малогового [27]																				
156 (40)	P ₂ ³ -P ₃ ¹	F+	95	66	10	7	314	77	10	7	-41	27	-35	27	2	5.7	1	5.7	165W	60N
12 (63)	P ₂ -P ₃	F+	176	42	1	15	348	74	17	4	-6	14	0	14	6	4	5	4	168W	60.6N

Таблица 1б. Характеристики доскладчатой намагнитченности Кроноцкого островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95sg}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
Кроноцкий п-ов [38]																				
27 (98)	K ₂	F+	98	-60	5	19	283	63	43	6.4	-85	13.6	-96.4	13.1	15	5.3	13	5.3	161.9	54.8
29 (29)	P ₂ ¹	F+	283	57	13	20	278	58	49	3.2	-82	11.1	-75	10.5	21	3.2	20	3.2	161.9	54.8
28 (76)	P ₂ ³	F+	311	77	22	11	297	64	78	5.6	-60	11.3	-55.4	11	13	4.7	12	4.7	161.9	54.8
П-ов Камчатский мыс [38]																				
24 (78)	K ₂ м-P ₁ ¹	F+	118	60	7	6	26.8	60	15	4.4	10.8	12.2	20	11.4	20	3.8	18	3.8	162.3	56.2
25 (54)	P ₂	F+	254	58	4	9.5	20.3	65	15	4.9	23.5	10.8	28.6	10.7	12	4.1	11	4.1	162.3	56.2
О. Медный [81]																				
M (73)	P ₁	F+	57	33	4	8	72	63	15	4.2	75	12.5	82	11.9	16	3.9	15	3.9	168	55

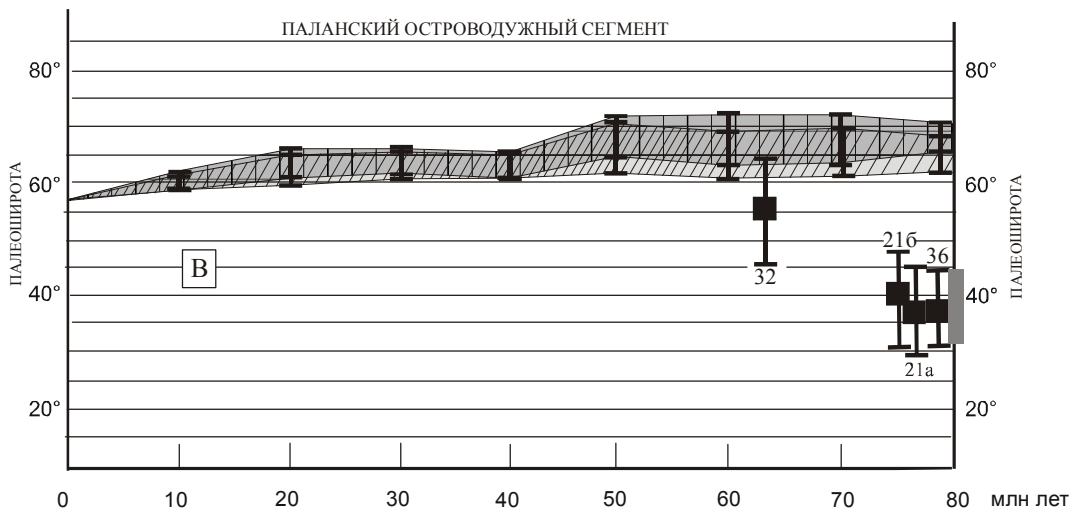
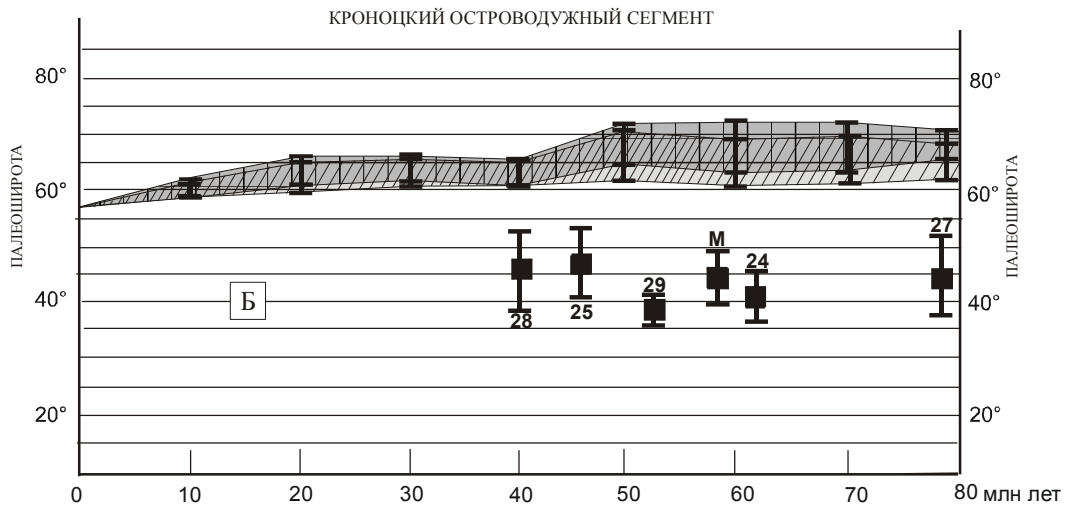
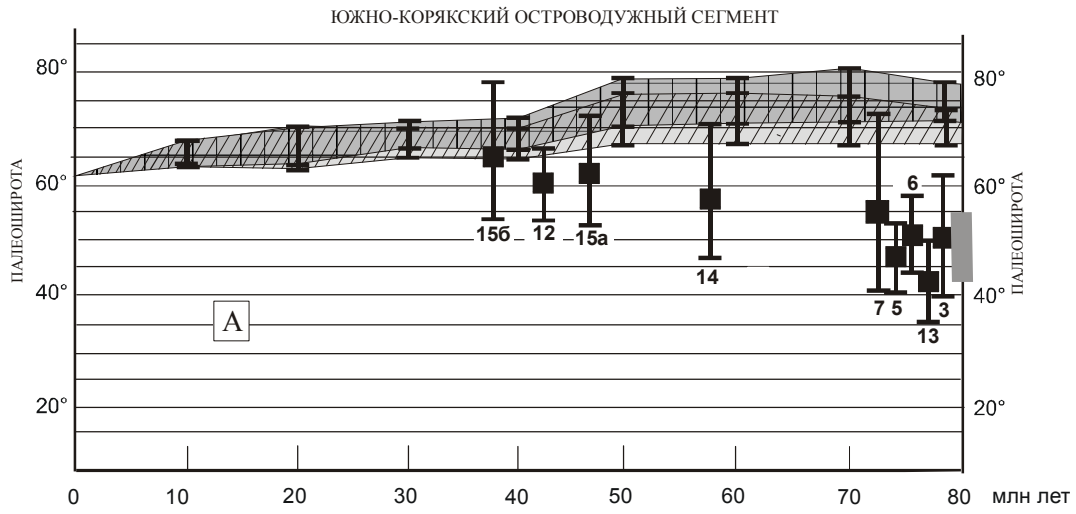
Таблица 1в. Характеристики доскладчатой намагниченности толщ Паланского островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95g}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
Бассейн р.Тихой [69]																				
36 (31)	K ₂ ст-ср	F+	274	-29	15	6.5	96	-57	14	6.7	-116	12	-107	12	22	5.6	21	5.7	159W	57N
Паланский район [34]																				
21а	K ₂ ср-м	F+	338	15	3	24	349	56	33	8					21	6.4	20	6	161W	59N
(10)		R+																		
21б (11)	K ₂ ср-м	F+	303	-36	25	8.5	272	58	35	7	-123	15	-111	14	21	6.4	20	6		
21аб (21)	K ₂ ср-м	F+						57	36	5										
		R+																		
Полуостров Омгон [68]																				
32 (14)	P ₁	F+	309	66	8	13	303	71	33	7	-79	20	-68	19/5	9	6	8	6	159W	58N

Таблица 1г. Характеристики доскладчатой намагниченности толщ Восточно-Камчатского островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95g}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
остров Каралинский (Va-юг, Vb-север) [29]																				
16а	K ₂ ср-м	F+	348	70	15	9	329	65	21	8	-60	19	-48	18	16	7	14	7	164W	58.5N
(15)		R+																		
16б (30)	K ₂ ср-м	F+	318	49	6	10	334	63	16	6	-55	15	-44	14	18	5	16	5	164W	58.5N
18 (25)	P ₂	F+	7	80	13	8	343	76	46	5	-15	18	-10	17	4	4	3.5	4.3	164W	58.5N
Камчатский перешеек [38]																				
20 (93)	K ₂ ср-м	F+	49	-61	14	15	284	66	83	6	-109	15	-99	14	14	5	13	5	162W	59N
Хребет Кумроч [38]																				
23	K ₂ ср-м	F+	289	-44	8	5	340	-68	16	3.7	-50	11	-41	11	12	3	10	3	162W	57N
(93)		C+																		
Валагинский хребет [69]																				
30 (8)	K ₂ ср-м	F+	340	64	3.7	26	331	68	23	10										
Малкинский выступ [31]																				
31а (4)	K ₂ ср-м	F+?	69	-41	69	8	245	48	45	9	-144	13	-136	13	30	7.4	28	7.4	158W	55N
31б (6)	K ₂ ср-м	F+?	64	9	29	10	339	64	38	10	-50	19.6	-42	19.3	14	8.1	12	8	158W	55N

Примечание. N – номер палеомагнитного направления, в скобках – количество образцов; D, I, K, α_{95} – склонение, наклонение, кучность и круг доверия; g и s – современная и древняя системы координат, соответственно; F+, R+, C+ – положительные результаты тестов складки, обращения и конгломератов. Ra, Re – разности между склонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Северной Америки (Ra) или Евразии (Re), и склонениями векторов намагниченности изученных в этих районах комплексов пород; ΔRa и ΔRe – доверительные интервалы для Ra и Re; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Северной Америки (Fa) или Евразии (Fe), и наклонениями векторов намагниченности изученных в этих районах комплексов пород; ΔFa , ΔFe – доверительные интервалы для Fa и Fe [82, 83]; λ , φ – долготы и широты исследованных районов.



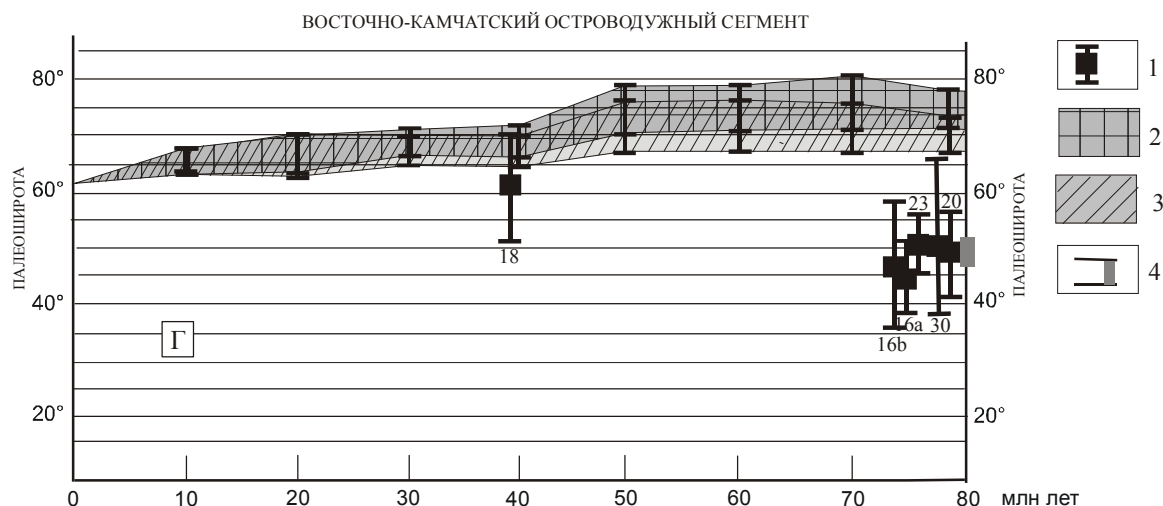


Рис. 4. Диаграммы зависимости палеоширота–возраст для островодужных сегментов.

А – Южно-Корякского, Б – Кроноцкого, В – Паланского, Г – Восточно-Камчатского. 1 – средние палеошироты с доверительными интервалами; 2–3 – области “ожидаемых” палеоширот: 2 – для Северной Америки, 3 – для Евразии [82, 83]; 4 – наиболее вероятные палеошироты для островодужных сегментов. Цифры соответствуют номерам палеомагнитных направлений в табл. 1.

эоцену. Палеомагнитные данные, полученные по верхнеэоценовым осадкам пролива Литке, которые были исследованы на юге острова Карагинского, подтверждают это заключение (рис. 4г). Осадочные толщи накапливались на шестидесятих широтах и могли входить в структуру окраины Евразии или Северной Америки.

Столкновение Южно-Корякского сегмента с материком по палеомагнитным данным тоже возможно в среднем эоцене и позже (рис. 4а). Палеошироты, рассчитанные для эоценовых пород хр. Малиновского (Говенский островодужный сегмент) и п-ова Ильпинский, соответствуют шестидесятым градусам северной широты (современная широта – 61°с.ш.), и, начиная с этого времени (в соответствии с погрешностью оценки палеоширот), возможно накопление исследованных эоценовых комплексов в пределах окраины континента. Существующие гипотезы о времени коллизии Южно-Корякского сегмента с континентом, основывающиеся на геологических материалах, не противоречат палеомагнитным данным. Среднеэоценовое время коллизии предполагается, исходя из возраста деформаций в центральной Корякии [59] и во фронтальной зоне в южной Корякии, а также по датировкам апатита и циркона из автохтонных флишевых отложений пород Укелятского прогиба [46]. Мнение об олигоцен-миоценовом времени коллизии [70] основывается на факте, что в толщах южной Корякии (зона Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенская зона) отсутствуют структурные

несогласия с нижнего палеоцена по нижний миоцен.

Отметим, что расчет палеошироты для эоценовых толщ, распространенных на юге Корякии и на Восточной Камчатке, показывает, что палеомагнитный метод корректно работает при исследовании вулканогенных и осадочных комплексов Камчатки и юга Корякии.

Доскладчатые палеомагнитные направления для Кроноцкого островодужного сегмента получены для пород Кроноцкого п-ова, п-ова Камчатский мыс и о. Медный [38, 81] (табл. 1). Анализ наклонов показывает, что с позднего мела по средний эоцен комплексы пород этой дуги находились на сороковых градусах северной широты и не испытывали значимых перемещений (рис. 4б). В этот период они не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Ширина бассейна между дугой и краем материка составляла приблизительно 1000–1500 км.

Сравнение позднемиоценовых и эоценовых палеомагнитных направлений, рассчитанных для Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов, с маастрихтским и эоценовым полюсами Тихоокеанской плиты [89], показало, что комплексы этих сегментов за указанный период времени переместились на значительно большее расстояние по широте, чем Тихоокеанская плита. Следовательно, скорее всего, рассматриваемые островодужные образования транспортировались с плитой Кула или какой-то другой плитой,

скорость перемещения которой была значительно выше скорости движения Тихоокеанской плиты [86, 87].

АНАЛИЗ СКЛОНЕНИЙ ДОСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Как было показано в [64], сразу после приобретения породой намагниченности склонение вектора намагниченности равно нулю. Тем не менее, в современных геологических структурах намагниченность блоков пород часто характеризуется склонением, отличным от нуля. В свете современных тектонических концепций этот факт объясняется вращением геологических блоков относительно различных полюсов вращения, удаленных от геологического блока или близких к нему.

В первом случае вращения геологических блоков в основном связаны с глобальными перемещениями литосферных плит. При этом могут приобретаться абсолютно разные по величине склонения намагниченности. Если геологический блок пересек географический полюс, то склонение может измениться вплоть до противоположного.

Если полюс вращения находится внутри блока или не сильно удален от него, то перемещения таких блоков можно назвать вращением в горизонтальной плоскости или вращением вокруг вертикальной оси.

На рис. 5 приведены предложенные нами модели коллизии вытянутых геологических тел (в нашем случае островных дуг) с окраиной материка со сдвиговой компонентой (рис. 5а, б) и без нее (рис. 5в, г), объясняющие различные картины вращений блоков вокруг вертикальной оси. На рис. 5а дуга располагается косо относительно окраины материка. В процессе косоугольной коллизии части дуги обламываются и вращаются при обдуцировании при левосторонней сдвиговой компоненте против часовой стрелки (при правосторонней сдвиговой компоненте – по часовой стрелке). Возраст деформаций омолаживается с юга на север. Похожая тектоническая модель была рассмотрена в работе [81] при объяснении вращений в горизонтальной плоскости блоков Кроноцкого островодужного сегмента. При простирации дуги параллельно окраине материка (рис. 5б) все части дуги вступают в коллизию одновременно и обдуцируются с вращением против часовой стрелки. Величины разворотов блоков увеличиваются с увеличением сдвиговой составляющей конвергенции плит. В случае, если

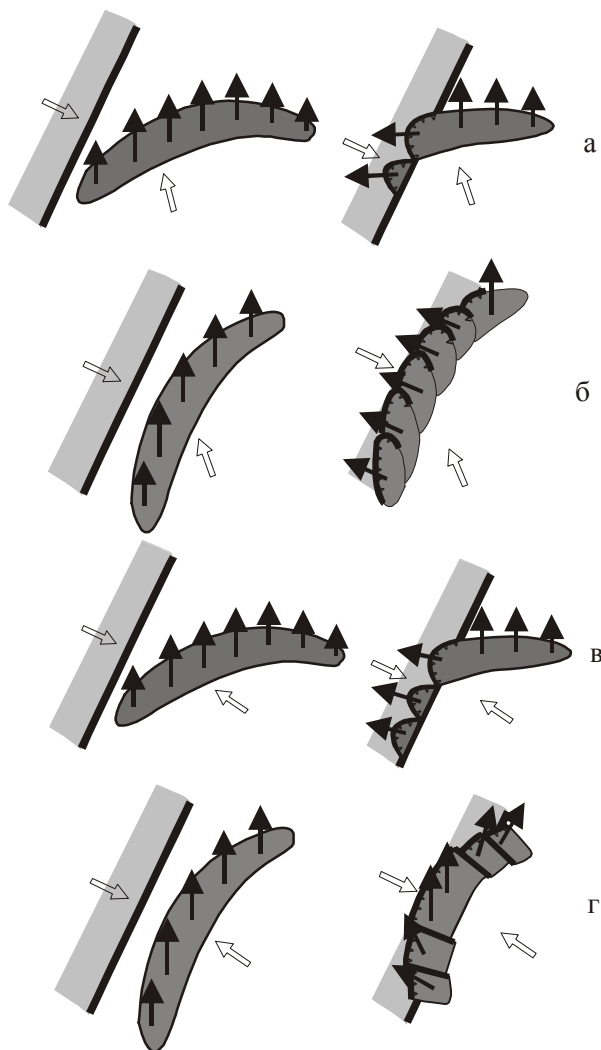


Рис. 5. Деформации пород и вращения геологических блоков в горизонтальной плоскости при конвергенции литосферных плит без сдвиговой компоненты (а, б), со сдвиговой компонентой (в, г).

Черные стрелки – склонение намагниченности, белые – указывают направления перемещений литосферных плит.

величина угла конвергенции океанической плиты и континентальной окраины не превышает 45° , возможно длительное перемещение террейнов вдоль окраины континента (1000–3000 км), а обдуцированные части террейнов при этом должны быть “растасаны” по побережью на большие расстояния. Очевидно, что в структурах, сформированных в таких долго живущих сдвиговых зонах, сильно развернуты и блоки террейнов, и блоки континентальной окраины (даже четвертичные), причем величины разворотов блоков увеличиваются к побережью.

На рис. 5в, г показаны деформации толщ и вращения блоков пород при коллизии островной дуги без сдвиговой компоненты. Как показано на рис. 5в, при косой коллизии дуги блоки пород вращаются по или против часовой стрелки. При простирации дуги параллельно береговой линии значительных вращений, по-видимому, не будет.

Таким образом, сделаем главный вывод, вытекающий из рассмотренных моделей. Покровно-складчатые деформации, связанные с большинством типов коллизии островная дуга–континент, могут приводить к сильным вращениям блоков пород в горизонтальной плоскости. Относительно слабые вращения блоков пород в горизонтальной плоскости возможны только при фронтальной коллизии без сдвиговой компоненты.

Распределения склонений доскладчатой намагниченности толщ различных островодужных сегментов, дающих информацию о величинах и направлениях разворотов геологических блоков Камчатки и юга Корякии в горизонтальной плоскости, показаны на рис. 6 и в табл. 1.

Видно, что поздне меловые толщ Западно-Камчатской зоны сильно развернуты против часовой стрелки (направления 21 и 36). По всей видимости, в данном случае вращения блоков связаны с коллизией Паланского островодужного сегмента с левосторонней сдвиговой составляющей, так как участие левых сдвигов в формировании покровно-складчатой структуры Западной Камчатки доказано структурными исследованиями этого района.

Блоки Восточно-Камчатского островодужного сегмента в Восточно-Камчатской структурной зоне слабо развернуты против часовой стрелки (рис. 6, табл. 1). Вращения такого масштаба могут быть объяснены перемещением Восточно-Камчатского сегмента с сороковых широт на шестидесятые, то есть вращением этого сегмента относительно удаленного полюса вращения. В соответствии с моделями коллизии островная дуга–континент (см. выше) факт, что блоки Восточно-Камчатской зоны не были сильно развернуты в горизонтальной плоскости при столкновении Восточно-Камчатского островодужного сегмента с континентом, свидетельствует о том, что коллизия по крайней мере Восточно-Камчатских толщ была без большой сдвиговой компоненты, а сегмент был ориентирован приблизительно параллельно простирацию окраины континента. Для подтверждения вывода об ориентации Восточно-Камчатского островодуж-

ного сегмента относительно континента важен анализ несогласий в его структуре. В Восточно-Камчатской зоне резкие угловые несогласия выявлены как на юге, так и на севере. На юге зоны в южной части Валагинского хребта (рис. 1) сложно деформированные палеоценовые флишевые толщ резко несогласно перекрыты среднеэоценовыми породами [1, 5, 77]. Севернее, в Ганальском выступе, время деформаций определяется по возрасту синкинематических интрузивных тел и синдеформационного метаморфизма – 50.7 ± 1.5 и 47 ± 1.2 млн лет (раннему эоцену) [1]. Еще севернее, в хр. Кумроч сложно деформированные поздне меловые–палеоценовые островодужные образования с угловым несогласием перекрыты эоцен-олигоценовыми неоавтохтонными отложениями правократонной свиты, деформированной значительно слабее аллохтонных толщ. На п-ове Озерном слабодеформированные среднеэоценовые породы конской свиты резко несогласно залегают на деформированных в покровно-складчатую структуру меловых островодужных толщах [1]. Несогласное залегание среднеэоценовых пород на палеоценовых толщах повсеместно зафиксировано в образованиях Западно-Камчатской зоны (в Пенжинском, Паланском и Тигильском районах), накопившихся в условиях окраины континента [41]. Таким образом, похоже, что коллизия Камчатского сегмента происходила одновременно на всем его простираии. Следовательно, простираие его было приблизительно параллельно континентальной окраине.

Как показывают единичные палеомагнитные определения для пород Центрально-Камчатской зоны (Восточно-Камчатский островодужный сегмент), геологические блоки в ней развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки значительно сильнее блоков Восточно-Камчатской зоны (рис. 6, табл. 1). Такая ситуация может быть объяснена двумя фазами коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента. Более ранняя фаза, вероятно, на границе палеоцена и эоцена проходила с левой сдвиговой компонентой. В результате геологические комплексы Центрально-Камчатской зоны были обдугированы в западном направлении на край континента и развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки. Структура восточной вергентности Восточно-Камчатской зоны была сформирована на завершающей фазе коллизии в раннем эоцене уже без сдвиговой компоненты, поэтому блоки не были сильно развернуты в горизонтальной плоскости.

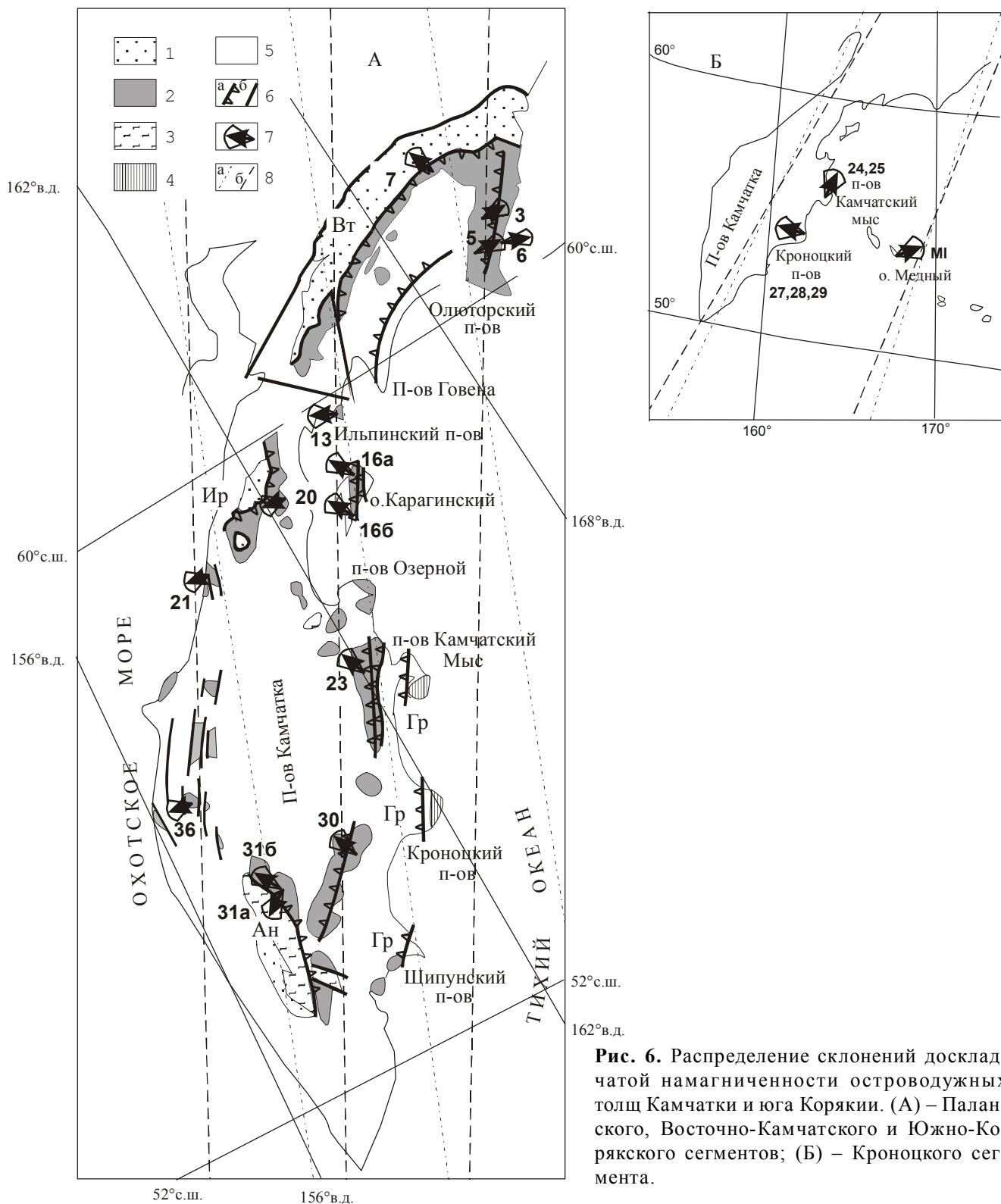


Рис. 6. Распределение склонений доскладчатой намагниченности островодужных толщ Камчатки и юга Корякии. (А) – Паланского, Восточно-Камчатского и Южно-Корякского сегментов; (Б) – Кроноцкого сегмента.

1 – Хозгонско-Лесновско-Укелятский флишевый пояс; 2 – позднемеловые островодужные толщ; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – террейны восточных полуостровов Камчатки; 5 – районы распространения кайнозойских толщ; 6 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 7 – склонения намагниченности с углом доверия; 8 – направления позднемеловых палеомеридианов: а – для Евразии, б – для Северной Америки. Цифры соответствуют номерам палеомагнитных определений в табл. 1. Вт, Ир, Ан – Ватынский, Ирунейский, Андриановский тектонические покровы; Гр – надвиг Гречишкина. Геологическая основа взята из [76].

Комплексы Южно-Корякского островодужного сегмента по разному развернуты в горизонтальной плоскости. Блоки Фронтальной зоны, судя по одному палеомагнитному определению (табл. 1, направление 7), практически не развернуты. Толщи зоны Олюторского хребта сильно развернуты по часовой стрелке. Механизмы, объясняющие эти вращения, будут рассмотрены в палеотектонических реконструкциях. В зоне Ильпинско-Пахачинского прогиба и Говенской зоне наблюдается следующая закономерность. Позднемеловые и палеоценовые комплексы, исследованные в разрезе полуострова Ильпинский, развернуты против часовой стрелки значительно сильнее, чем эоценовые на полуострове Ильпинский и в Говенской зоне: углы вращений – $-61^{\circ} \pm 6^{\circ}$ и $-74^{\circ} \pm 8^{\circ}$ для позднемеловых и палеоценовых толщ и $-38^{\circ} \pm 6^{\circ}$ и $-46^{\circ} \pm 7^{\circ}$ – для эоценовых (табл. 1). Следовательно, позднемеловые и палеоценовые комплексы разреза Ильпинского п-ова были развернуты против часовой стрелки на границе палеоцена и эоцена одновременно и, вероятно, в связи с началом первой фазы коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента.

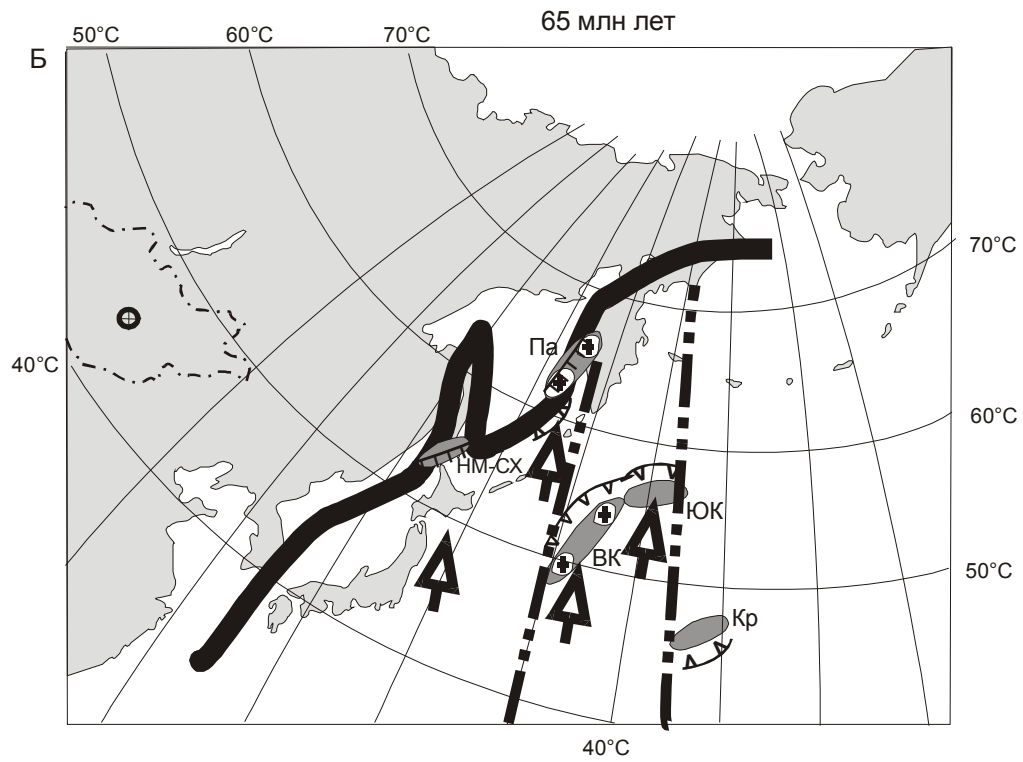
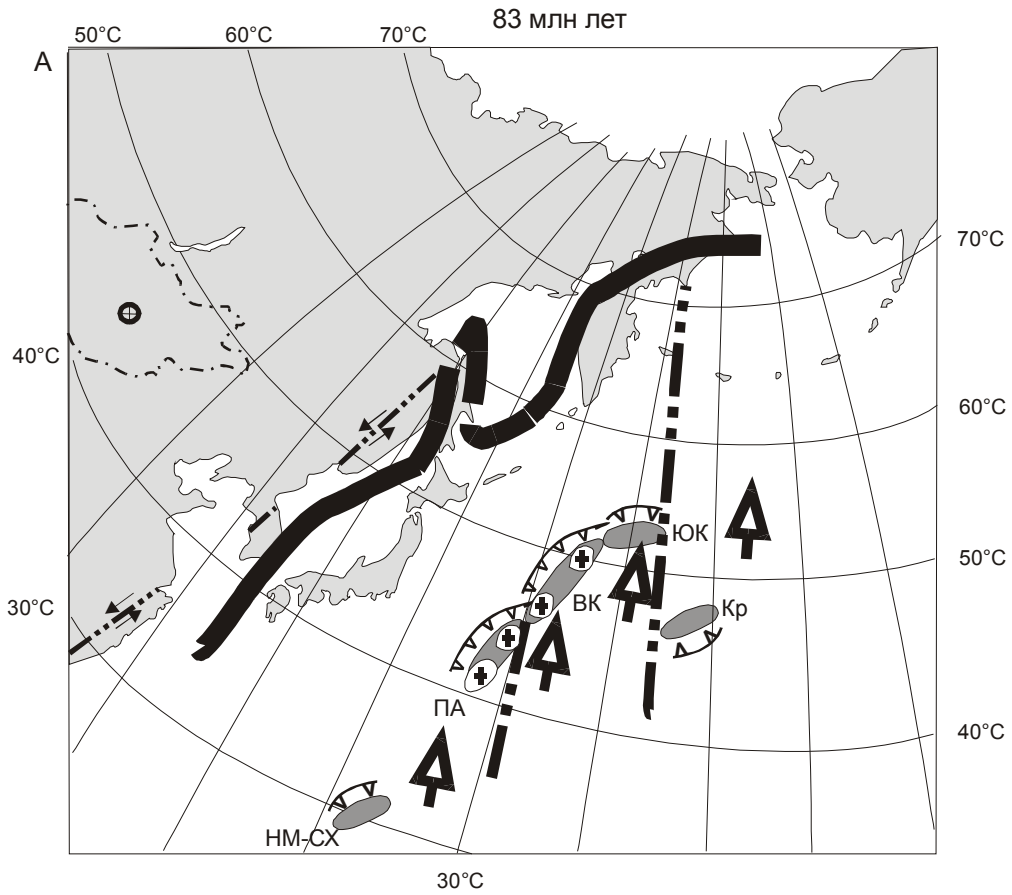
Распределение склонений намагниченности толщ Кроноцкого островодужного сегмента показано на рис. 6б. Меловые и раннепалеогеновые комплексы Кроноцкого полуострова одинаково сильно развернуты против часовой стрелки относительно меридиана Евразии и Северной Америки. Раннепалеогеновые комплексы п-ова Камчатский мыс слабо развернуты в том же направлении, а комплексы о. Медный сильно развернуты по часовой стрелке (табл. 1, рис. 6б). Так как позднемеловые и эоценовые комплексы в первом приближении развернуты одинаково, очевидно, что вращения блоков произошли после среднего эоцена. Детально процесс коллизии Кроноцкого сегмента будет обсужден в разделе, посвященном палеотектоническим реконструкциям.

МОДЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Рассчитанные нами палеошироты, на которых накапливались позднемеловые островодужные толщи, широко распространенные в настоящее время на Камчатке и юге Корякии, показывают, что в позднем мелу (в сантоне-кампане) в северо-западной части Тихого океана, к востоку от Евразийского материка существовала система бассейнов, отграниченных от океана островодужными сегментами. Современная геологическая структура

Камчатки и юга Корякии сформировалась при последовательном закрытии этих бассейнов в различное время. Для реконструкции пространственного положения позднемеловой системы бассейнов и островных дуг северо-западной части Тихого океана ключевое значение имеют палеомагнитные данные для Западной и Восточной Камчатки. В этих районах позднемеловые островодужные комплексы пород распространены в параллельных друг другу зонах, протягивающихся с юга Камчатки на север вдоль ее простираия (рис. 1, 2). Такое расположение островодужных комплексов в структуре Камчатки в совокупности с рассчитанными для них палеоширотами создают строгие ограничения для реконструирования положения этих островодужных террейнов в Тихом океане в позднемеловое время. Анализ различных вариантов перемещений сантон-кампанских островодужных террейнов Западной и Восточной Камчатки до их коллизии с северо-восточной частью Евразии продемонстрировал, что показанные выше особенности расположения островодужных комплексов в структуре Камчатки могли сформироваться только при перемещении островодужных террейнов в субсеверном направлении с рассчитанных палеоширот и долготы, приблизительно соответствующей 160° З. Северо-восточный край Евразии в позднем мелу располагался значительно севернее и испытывал медленное вращение по часовой стрелке вокруг полюса вращения, расположенного в районе Монголии [26]. Район Камчатского перешейка в то время находился на 70 градусе северной широты. Континентальная окраина, выделенная темной полосой, имела сложную форму (рис. 7).

Как показывает возраст покровно-складчатых деформаций на Камчатке и юге Корякии, миграция островодужных сегментов на север протекала с разной скоростью. Паланский островодужный сегмент столкнулся с континентом на границе мела и палеогена, Восточно-Камчатский – в раннем эоцене, террейны Восточных полуостровов – в миоцене и Южно-Корякский сегмент – во второй половине кайнозоя. Траектория перемещения островодужных сегментов из указанных точек Тихого океана до районов их коллизии с континентом является кратчайшей. Но даже в этом случае скорость перемещения Паланского сегмента составляет около $15\text{--}16$ см/год (максимальная из известных в настоящее время скоростей перемещения самой быстрой плиты Кула). Приблизительно такая же скорость перемещения предполагается для острово-



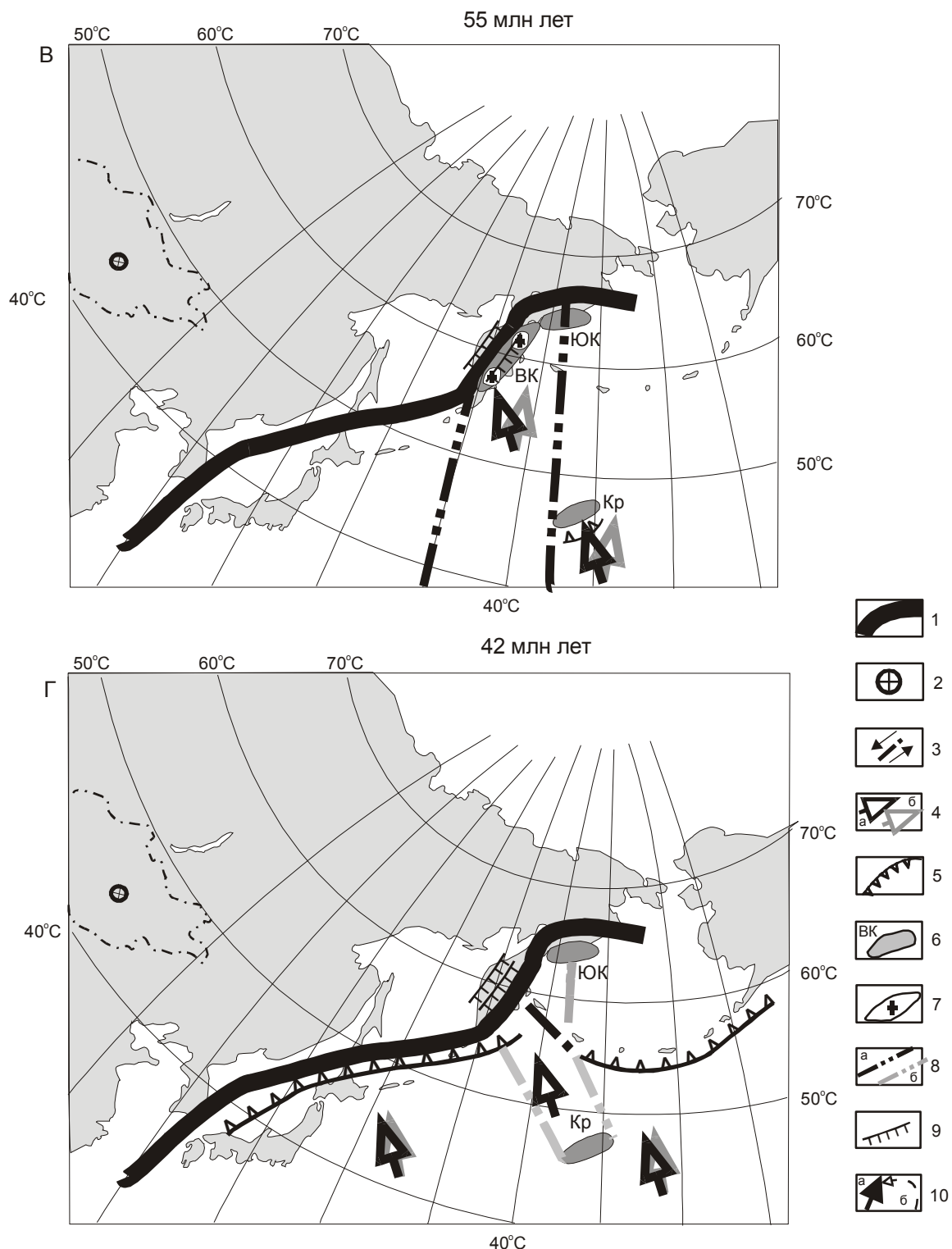


Рис. 7. Палеорекострукции для северо-западной части Тихоокеанского региона для начала кампана (83 млн лет), конца маастрихта (65 млн лет), границы палеоцена и эоцена (55 млн лет), среднего эоцена (42 млн лет).

1 – континентальная окраина Евразии; 2 – полюс вращения Евразии; 3 – сдвиги; 4 – направление движения Тихоокеанской плиты: после (а) и до (б) тектонических перестроек; 5 – зоны субдукции; 6 – островодужные сегменты; 7 – континентальные блоки; 8 – трансформные разломы: существующие (а), отмершие (б); 9 – надвиги; 10 – склонения намагниченности (а), направления вращений геологических блоков (б). Островодужные террейны: НМ-СХ – Хоккайдо-Сахалинский [4], Па – Паланский, ВК – Восточно-Камчатский, ЮК – Южно-Корякский, Кр – Кроноцкий.

дужного террейна Токоро [4] при его перемещении с конца двадцатых градусов северной широты в раннем кампане до широт Сахалина на границе мела и палеогена. Этот факт является еще одним доказательством реальности предположенного нами пространственного положения позднемеловых островодужных сегментов, так как при их расположении на тех же палеоширотах в более восточных районах Тихого океана траектории перемещения террейнов, а, соответственно, и скорости еще более увеличатся, что, на наш взгляд, достаточно трудно представить. Скорость перемещения Восточно-Камчатского и Южно-Корякского сегментов составляла приблизительно 12 см/год, а Кроноцкий сегмент вообще не перемещался в период с мела по эоцен.

Склонения намагниченности позднемеловых островодужных толщ Восточной Камчатки показывают, что островодужные сегменты были ориентированы приблизительно параллельно простиранию окраины континента. Зоны субдукции под Паланский, Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты, вероятно, падали на юго-восток, обуславливая их перемещения на север во фронте литосферных плит. Очевидно, что конвергенция плит в этих зонах субдукции характеризуется большой левосдвиговой компонентой. В этой ситуации, несмотря на значительные перемещения островодужных сегментов в северном направлении, в зонах субдукции под них могли быть поглощены только первые сотни километров океанической литосферы, а сами зоны субдукции не испытали значительных перемещений в пространстве (рис. 7а, б). Важно отметить, что в меловое время значительные перемещения по левым сдвигам выявлены и на континентальной окраине Азии [56]. То есть, по-видимому, левосдвиговые дислокации были распределены в широкой зоне (около 1000 км), как в континентальной, так и в океанической областях.

Таким образом, в позднем мелу в сантоне-кампане на северо-западе Тихого океана существовала система островодужных сегментов, толщи которых в настоящее время находятся в структурах Камчатки и юга Корякии, протягивающаяся вдоль окраины Евразии с конца тридцатых (а если использовать данные М.Л. Баженова по островодужному террейну Токоро [4], то с конца двадцатых) до пятидесятих градусов северной широты. Островодужная система отсекала от океана бассейн, ширина которого не превышала 1000 км, но ши-

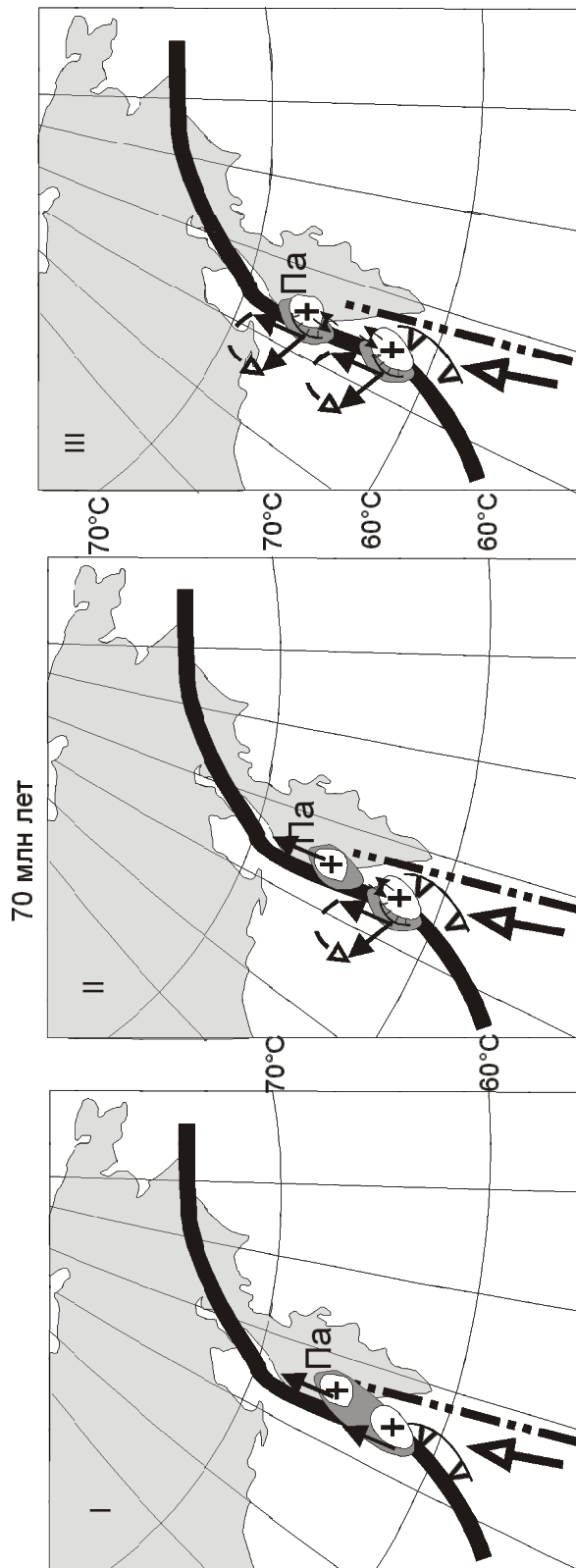


Рис. 8. Реконструкция процесса коллизии со сдвигом Паланского островодужного сегмента. I – III различные стадии коллизии. Условные обозначения на рис. 7.

ротные перемещения островодужных сегментов до их коллизии с континентом были значительно больше – около 2000–2500 км.

На границе мела и палеоцена Паланский сегмент островной дуги достиг окраины материка и был вовлечен в покровно-складчатые деформации в условиях транспрессии с левосторонней сдвиговой компонентой (рис. 7б, 8). В результате блоки пород были развернуты в горизонтальной плоскости на большие углы против часовой стрелки. Возможно, под континент в районе коллизии заложилась новая зона субдукции, над которой начали изливаться палеоценовые вулканы Утхолокского вулканогенного комплекса. Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты в это время еще не достигли материка и продолжали перемещаться на север.

Южно-Корякский островодужный сегмент на востоке, вероятно, был ограничен трансформным разломом, протягивающимся параллельно современному хребту Ширшова. Допущение о трансформном разломе основывается на следующих фактах. Аллохтонные меловые и палеогеновые островодужные толщи, закартированные в пределах обрамления Командорской котловины, не известны в районах, восточнее Олюторского хребта (в частности – на Аляске). Присутствие триасовых и меловых пород в структуре хребта Ширшова, а также триасовых и меловых олистолитов в кампан-маастрихтских олистостромовых толщах Олюторского хребта также говорит о взаимодействии в этих районах разновозрастных блоков земной коры [7, 66, 78]. Судя по геохимическим свойствам магматических пород зоны Олюторского полуострова, можно полагать, что они сформировались в структуре трансформного разлома. Хребет Ширшова может рассматриваться как реликт этого трансформного разлома.

На границе палеоцена и эоцена (55 млн лет назад) Восточно-Камчатский островодужный сегмент тоже достигает континента (рис. 7в). Возможно, начальная фаза коллизии проходила с левосторонней сдвиговой компонентой. В результате фронтальные части островодужного сегмента, обдуцированные на край континента (Центрально-Камчатская зона), были развернуты против часовой стрелки (рис. 9а). Удаленные от фронта коллизии части островодужного сегмента еще не были вовлечены в надвигообразование и по левым сдвигам начали перемещаться на северо-восток вдоль окраины континента (Восточно-Камчатская зона).

Южно-Корякский сегмент тоже еще не был вовлечен в коллизию, возможно, в связи с другим его простиранием (рис. 7в, 9). Возникновение сдвиговой компоненты, направленной на северо-восток, при одновременном продолжении движения плиты Кула-2 на север, могло привести к надвигообразованию и вращению по часовой стрелке островодужных блоков вдоль ограничивающего Южно-Корякский сегмент с востока трансформного разлома (рис. 9а) [71]. Вращения по часовой стрелке толщ Олюторского хребта Южно-Корякского сегмента можно объяснить и столкновением этой части дуги с выступом материковой окраины (рис. 10).

По всей видимости, в основаниях Паланского и Восточно-Камчатского островодужных сегментов находились крупные сиалические блоки. Об этом свидетельствует кварц-полевошпатовый состав терригенных толщ, сформированных после коллизии этих сегментов (лесновский и хозгонский флиш, ветловская серия), а также многих меловых толщ Восточной Камчатки [1, 39, 74]. Н.А. Богданов и В.Д. Чехович [11] реконструируют под Паланским островодужным сегментом микроконтинент.

В начале эоцена, вероятно, изменилось направление движения плиты Кула-2, на которой перемещались островодужные террейны, с северного на северо-западное, и завершение коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента проходило без сдвиговой компоненты. Об этом свидетельствует незначительная степень вращений блоков Восточной Камчатки против часовой стрелки и отсутствие сдвиговых структур в этом районе. В начале эоцена сформировалась Алеутская островная дуга [88], которая отсекла Южно-Корякский островодужный сегмент от литосферных плит Тихого океана, а под континент заложилась новая зона субдукции и, как следствие, сформировались структуры юго-восточной вергентности (Восточно-Камчатская зона и зона аккреционной призмы) (рис. 9б).

Южно-Корякский сегмент еще не столкнулся с континентом и, возможно, под него продолжалась субдукция в юго-восточном направлении, приведшая к формированию эоценовых островодужных толщ хр. Малиновского. Но нельзя исключать, что эти толщи сформировались при субдукции в северо-западном направлении, если допустить в эоцене начало спрединговых процессов в прото-Командорской котловине. В эоцене или позже (в олигоцен-миоцене) произошла коллизия Южно-Корякского

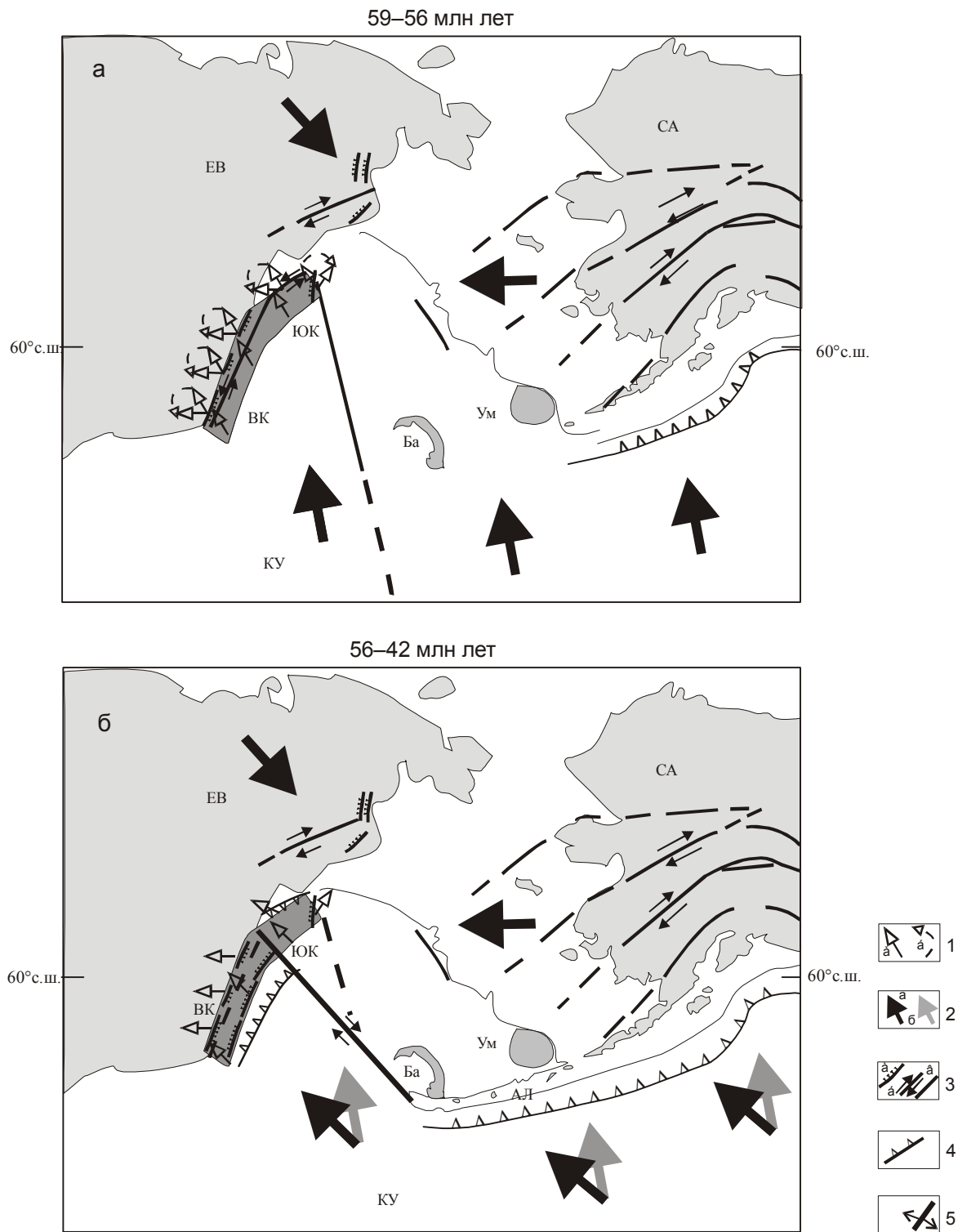


Рис. 9. Предполагаемые стадии коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента (а – со сдвиговой компонентой, б – без сдвиговой компоненты).

1 – а) склонения намагниченности, б) направления вращений геологических блоков; 2 – направления перемещения литосферных плит после (а) и до (б) тектонических перестроек; 3 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги, в – субвертикальные; 4 – зоны субдукции; 5 – рифтовые зоны; ЕВ – Евразия, СА – Северная Америка, КУ – плита Кула, Ба – дуга Бауэрса, Ум – плато Умнак, Ка – Камчатка, Ши – хребет Ширшова, Ал – Алеутская островная дуга.

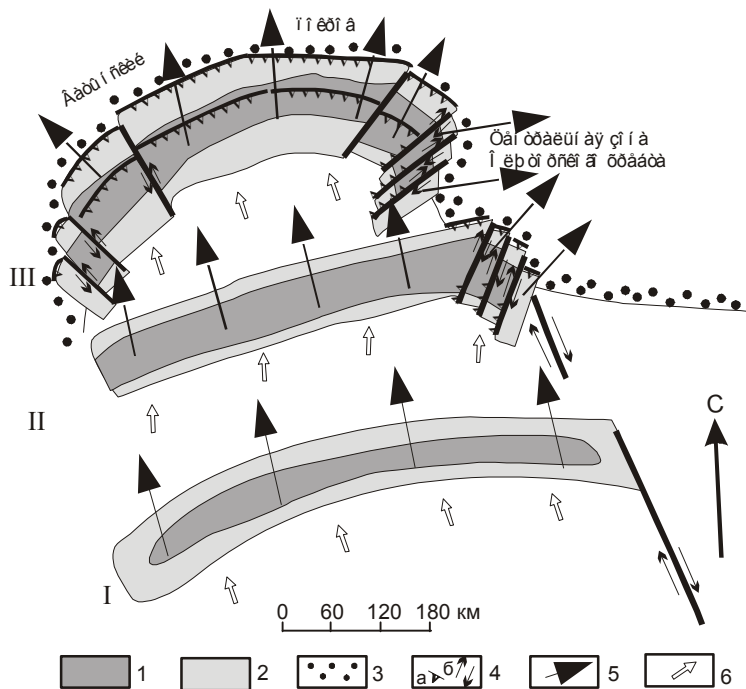


Рис. 10. Возможные стадии коллизии Олюторского террейна с изогнутой континентальной окраиной (P₂-N₁).

1 – проксимальные островодужные фации (лавы, туфы, лавобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты); 2 – дистальные островодужные фации (туфоалевролиты, туфосилициты, кремни); 3 – контуры континентального склона; 4 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги; 5 – склонения векторов намагниченности; 6 – направления перемещения литосферных блоков. Стрелка с буквой С указывает простираение современного меридиана.

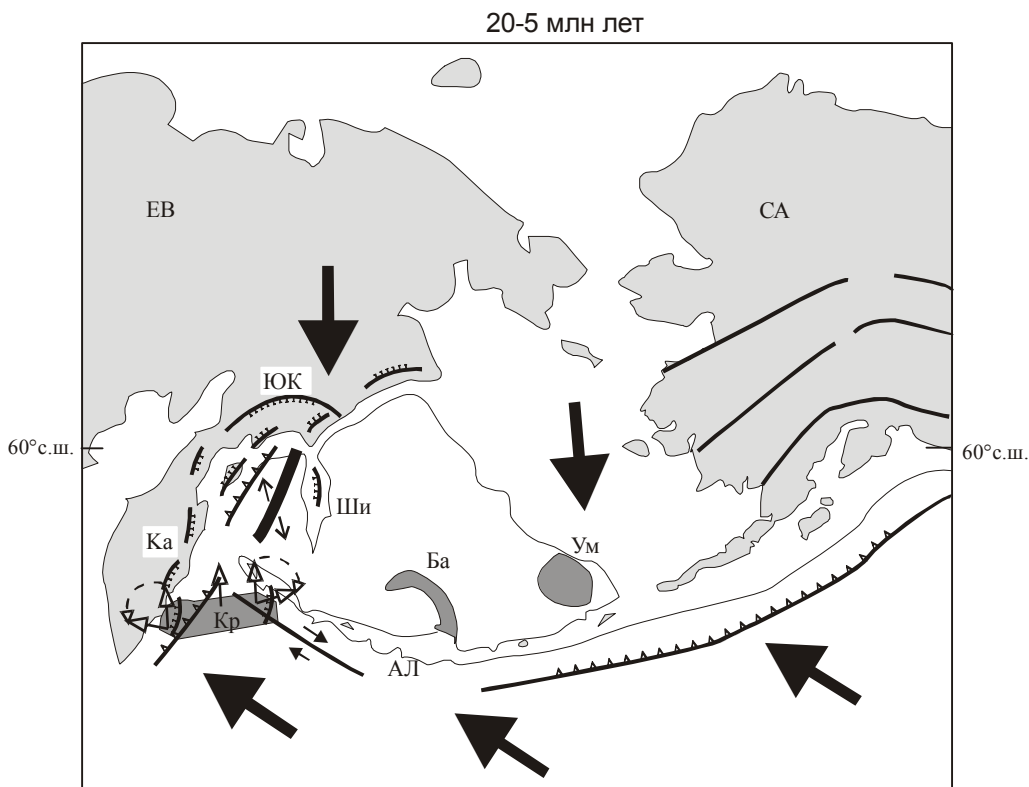


Рис. 11. Реконструкция процесса коллизии Кроноцкого островодужного сегмента.

Условные обозначения см. на рис. 7, 9.

сегмента, и начался (или продолжился) спрединг в Командорской котловине, который привел к новым деформациям в обрамлении Командорской котловины и формированию пояса плиоцен-четвертичных вулканитов островодужного и рифтогенного генезиса [8, 70]. Как показывают палеомагнитные данные по Говенской зоне, коллизионные и рифтогенные процессы не вызвали вращений блоков пород юга Корякии в горизонтальной плоскости.

Кроноцкий островодужный сегмент, вероятно, располагался к востоку от Южно-Корякского островодужного сегмента (рис. 7). По-видимому, субдукция океанической коры под Кроноцкий сегмент шла со стороны океана вплоть до среднего эоцена, так как по палеомагнитным данным дуга не испытывала значительных перемещений в этот период времени. В среднем эоцене в связи с прекращением спрединга в хребте Кула-Пацифик и изменением направления спрединга в Тихоокеанском поднятии с северного на северо-западное Кроноцкий сегмент стал перемещаться на северо-запад (рис. 7г, 11). В конце олигоцена–начале миоцена началась его коллизия – сначала с Алеутской плитой вдоль Командорского сдвига, затем с Камчатской окраиной. Реконструкция процесса коллизии показана на рис. 11. Блоки на востоке сегмента, участвующие в левостороннем перемещении вдоль Командорского сдвига, развернулись в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. Блоки на западе сегмента косо столкнулись с Камчатской окраиной и развернулись против часовой стрелки (Кроноцкий п-ов). Блоки, располагающиеся близко к стыку Командорских и Камчатских структур, не претерпели сильных вращений.

ВЫВОДЫ

1. На Камчатке и юге Корякии можно выделить пять древних островодужных сегментов, остатки которых включены в покровно-складчатую структуру этих районов – Паланский, Восточно-Камчатский, Кроноцкий, Южно-Корякский и Говенский.

2. В позднем мелу островодужные сегменты располагались на западе Тихого океана в широтном интервале от тридцатого до пятьдесят пятого градуса северной широты и, возможно, вытягивались приблизительно параллельно окраине континента в виде единой островодужной системы, отделяя от океана бассейны шириной не более 1000 км.

3. Коллизия островодужных сегментов с материком была в разное время – от позднего мела до

миоцена – и протекала со сдвиговой компонентой (Паланский и Восточно-Камчатский сегменты) или без нее (Кроноцкий и Южно-Корякский сегменты).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты N00-05-64004 и 00-05-64005, и по гранту Президента РФ "Молодые доктора наук" (проект 02-15-99452).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Антипов М.П., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Стрoение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд.геол. 1997. Т. 72, вып. 2. С. 19–25.
3. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Белый А.В. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 2. С. 3045–3048.
4. Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин Н.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М. Палеомагнетизм позднемиоценовых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника. 2002. № 1. С. 42–58.
5. Бахтеев М.К., Беньямовский В.И., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя–кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 77–84.
6. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
7. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1183–1187.
8. Богданов Н.А., Кепежинская П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины (Берингово море) // Тихоокеан. геология, 1988. № 8. С. 3–11.
9. Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С. и др. Средне-верхнеюрские радиолярии Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 2. С. 344–347.
10. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраин. и внутр. морей РАН, 2000.
11. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
12. Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Среднего хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 2. С. 233–236.
13. Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканы срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 3. С. 32–40.

14. Виноградов В. И., Григорьев В. С., Лейтес А. М. Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1988, № 9. С. 30–38.
15. Геологическая карта Камчатской области. 1:1500000, М.: Недра, 1976.
16. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 157 с.
17. Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Волобуева В.И., Музылев Н.Г., Таривердиева Т.И., Фрегатова Н.А. Планктон в палеогене п-ва Ильпинский // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
18. Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н. Расчленение олигоцен-нижнемиоценовых толщ Восточной Камчатки (залив Корфа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 3–16.
19. Госгеолкарта. 1:50000, М.: Недра, 1995.
20. Гуревич Е.Л., Суркис Ю.Ф. Палеомагнетизм позднемиоценовых пород Восточной Камчатки // Физика Земли. 1993. №3. С. 23–34.
21. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозо-раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
22. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
23. Кепежинскас П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.
24. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
25. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Коряжское нагорье) // Геотектоника, 1996. № 3. С. 82–96.
26. Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В. Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1997. № 3. С. 66–73.
27. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Коряжского нагорья) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 81–91.
28. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л., Ярославцева Я.Ю. Палеомагнетизм геологических комплексов Олюторского хребта (юг Коряжского нагорья) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 34–49.
29. Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о.Карагинский (юг Коряжского нагорья) // Геотектоника. 1999б. № 2. С. 54–72.
30. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. № 5. С. 58–77.
31. Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Злобин В.Л., Носорев А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Физика Земли, 2000. № 6. С. 1–14.
32. Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Геотектоника, 2001. № 5. С. 76–92.
33. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. О перемагничивании меловых и палеогеновых толщ Камчатки и юга Корякии // Тихоокеан. геология. 2002. № 5. С. 68–85.
34. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Курилов Д.В. Палеомагнетизм позднемиоценовых и кайнозойских геологических комплексов Западной и Восточной Камчатки // Физика Земли. 2002. № 6. С. 29–45.
35. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. 2002. 46 с.
36. Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н. Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. Материалы конф. М.: Ин-т литосферы окраин. и внутр. морей РАН, 2000. С. 33–36.
37. Курилов Д. В. Некоторые данные о возрасте кремнисто-го комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 142–146.
38. Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 1999. 22 с.
39. Леднева Г.В., Гарвер Д.И., Ледерер Д., Шапиро М.Н., Брэндон М.Т., Колочер К. Геохимия и ФТ возраст кислых галек из олигоценового флиша и меланжа о.Карагинского // Тезисы 7-ой Международной конференции по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна. М.: Науч. мир, 2001. С. 509–510.
40. Мороз Ю.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист О-57-XXVI. Сер. Западно-Камчатская. М.: Недра, 1965.
41. Нижний палеоген западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
42. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
43. Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
44. Савостин Л.А., Хейфец А.Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.:ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
45. Сидорчук И.А., Ханчук А.И. Мезозойский глаукофановый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 150–155.
46. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Д.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН СССР. 1998. Т. 360, № 5. С. 345–348.
47. Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 35–40.

48. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56–74.
49. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
50. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какыйне // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–146.
51. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН, 1977б. Т. 234, № 3. С. 677–680.
52. Тарарин И. А. Коматиит-базальтоидный комплекс Срединно-Камчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона // Докл. АН СССР, 1981. Т. 260, № 5. С. 1226–1230.
53. Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в срединно-камчатской метаморфической зоне // Тихокеан. геология. 1988. № 1. С. 63–70.
54. Тарарин И.А. Геохимические особенности и геотектоническая обстановка формирования метаморфических пород в аккреционной призме о. Карагинский // Геохимия, 1999. № 9. С. 967–975.
55. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объясн. зап. к тектон. карте северо-востока Азии масштаба 1:5 000 000. М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
56. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. 269 с.
57. Федорчук А.В., Извеков И.Н., Вишневская В.С. Строение и возраст кремнисто-вулканогенных толщ ветровьямского аллохтона // Изв. вузов. 1991. № 8. С. 46–55.
58. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
59. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
60. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
61. Ханчук А.И. Эвгеосинклинальные комплексы Срединного хребта Камчатки и их место в системе мезокайнозойских сооружений региона // Геотектоника. 1978. № 5. С. 67–77.
62. Ханчук А. И. Геология и происхождение срединно-камчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 45–53.
63. Ханчук А. И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
64. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.:Недра, 1982. С. 80–102.
65. Хубуная С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого п-ва (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 36–48.
66. Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Каразина Г.Х., Витухин Д.И. Вещественный состав и возраст кремнистых пород, драгированных с хребта Ширшова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.
67. Чамов Н.П. Обстановки и история формирования меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений юга Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН, 1994. 22 с.
68. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов хр.Омгон. // Физика Земли, 2001, № 5. С. 68–77.
69. Чернов Е.Е. Тектоническая интерпретация палеомагнитных данных по мезозойским и кайнозойским комплексам Западной Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 2002. 24 с.
70. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.:Наука, 1993. 272 с.
71. Чехович В.Д., Коваленко Д.В. Тектоническая интерпретация структурной неоднородности складчатого обрамления Командорской котловины (анализ палеомагнитных и структурных данных) // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 4. С. 507–510.
72. Чехович В.Д. и Богданов Н.А. Кайнозойская история северо-западного обрамления глубоководных котловин Берингова моря, Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 3–12.
73. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Сев. Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–74.
74. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые, 1973. № 5. С. 67–74.
75. Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
76. Шапиро М.Н. Позднемеловая ачайваям-валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной пачифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
77. Шапиро М.Н., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 47–60.
78. Шикова Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук, 1997. 22 с.
79. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки; Строение и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80–93.
80. Эоцен западной Камчатки. М.:Наука, 1991. 181 с.
81. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Island: tectonic implication // Tectonophysics. 1992. V. 201, N 1/2. P. 157–174.
82. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J.Geophys. Res. 1980. V.85. P. 7115–7131.
83. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200Ma. 1991, Journal of Geophysical Research, V. 96, P. 4029–4050.

84. Chekhovich V.D., Kovalenko D.V., Ledneva G.V. Cenozoic history of the Bering Sea and its northwestern margin // *The Island Arc*. 1999. N 8. P. 23-134.
85. Geist E.L., Vallier T.L., Schooll D.W., 1994, Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. of Am. Bull.* V.106, N 9. P. 1182–1194.
86. Engebretson D.S., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1985. 206. 59 p.
87. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implication // *Geol. Soc. of America Bull.* May 1988. P. 733–754.
88. Rubenstone J.L. Geology geochemistry of early submarine volcanic rocks of the Aleutian island and their bearing on the development of the Aleutian island arc / (Ph.D.Thesis). Cornell University, Ithaca N.Y., 1984. 350 p.
89. Sager W.W. Late Eocene and Maastrichtian paleomagnetic poles for the Pacific plate: implications for the validity of seamount paleomagnetic data // *Tectonophysics*. 1987. 144/4. P. 301–314.

Поступила в редакцию 21 января 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

D.V. Kovalenko, Ye.Ye. Chernov

Paleomagnetism and tectonic evolution of Kamchatka and Southern Koryakia

Five island-arc segments were reconstructed for Kamchatka and Southern Koryakia. In the Late Cretaceous, the island-arc segments were located between 30° to 55° N and bounded the basins not more than 1,000 km wide. The collision of the segments with the continent occurred in different periods during the Late Cretaceous and Cenozoic.

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ГАББРОИДНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО
КОМПЛЕКСА ЗОНЫ РАЗЛОМА ХАНТЕР (ТИХИЙ ОКЕАН)**

*И.А. Тарарин**, *В.М. Чубаров***, *Т.М. Философова***

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

***Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Коллекция образцов, драгированных в зоне разлома Хантер (Тихий океан), включает полнокристаллические массивные и кумулятивные основные и ультраосновные породы и вулканиты офиолитового комплекса, состав которых варьирует от базальтов до риолитов. Массивные ультраосновные породы – большей частью серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты, минералогические особенности которых свидетельствуют об их реститовой природе. Ультраосновные породы кумулятивной структуры генетически связаны с кумулятивными габбро и габброноритами, а не с реститовыми перидотитами. Габброидные породы представлены кумулятивными P1-Орх-Срх-(±О1) габброноритами и P1-Срх-(±О1) габбро и меньше – их массивными разновидностями. Минеральные особенности габброидов позволяют предполагать их кристаллизацию в условиях среднеглубинного магматического очага. Зеленый и буровато-зеленый амфибол, кристаллизующийся на позднемагматической стадии, частично замещает клинопироксен во многих образцах и сам при диафорезе замещается актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. Сходство минеральных ассоциаций и состава минералов габброидов, двупироксеновых вулканитов и вулканокластических бонинитов свидетельствует об их генетических связях и формировании из единого магматического очага. Петрологические данные позволяют предполагать, что габброиды офиолитового комплекса образовались в островодужной обстановке, а не в условиях срединно-океанического хребта.

Ключевые слова: офиолитовый комплекс, минералогия и петрология габброидов, зона разлома Хантер, Северо-Фиджийский окраинный бассейн, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из главных тектонических элементов Новогвинеидской провинции Тихого океана является зона глубинного разлома Хантер, протягивающаяся между Фиджийским плато (Северо-Фиджийский бассейн) и островодужной системой Тонга-Лау (рис. 1). По этому разлому в плейстоцене происходило интенсивное смещение Фиджийского плато на юго-запад, в результате чего был разрушен некогда единый линеамент Тонга-Вануату-Соломоновы острова [39]. Амплитуда горизонтальных смещений масс вдоль зоны разлома Хантер была неравномерной и уменьшалась с глубиной, что обусловило инверсию сейсмофокальной плоскости. Важным результатом инверсии явилось нарушение конфигурации фокальной плоскости, возникновение "сейсмических разрывов", "аномальной крутизны" и др. [5]. Прилегающие к зоне разлома Хантер части фокальной плоскости испытали значительный флексуорообразный изгиб. Зона разлома Хантер шириной около

250 км полностью вместила блоки, несущие архипелаг Фиджи (платформу Фиджи) и северную часть хребта Лау. В процессе миграции главного сместителя разлома эти блоки испытали смещение и вращение, подтверждаемое палеомагнитными данными [9, 17, 22, 32].

Островная дуга Вануату и ее юго-восточное продолжение – подводный хребет Хантер и сопряженная с ним зона разлома Хантер, продолжающаяся на восток желоб Вануату, являются наиболее сложно построенными фрагментами Новогвинеидской островодужной провинции. Главной особенностью дуги Вануату является современная ориентация ее сейсмофокальной плоскости на восток, в отличие от большинства островных дуг этого региона, чьи сейсмофокальные зоны ориентированы на запад. Эта особенность является следствием сложной постпалеоценовой геодинамической эволюции дуги Вануату, включающей в себя три этапа [8, 9, 17, 21–23, 25, 32, 41]:

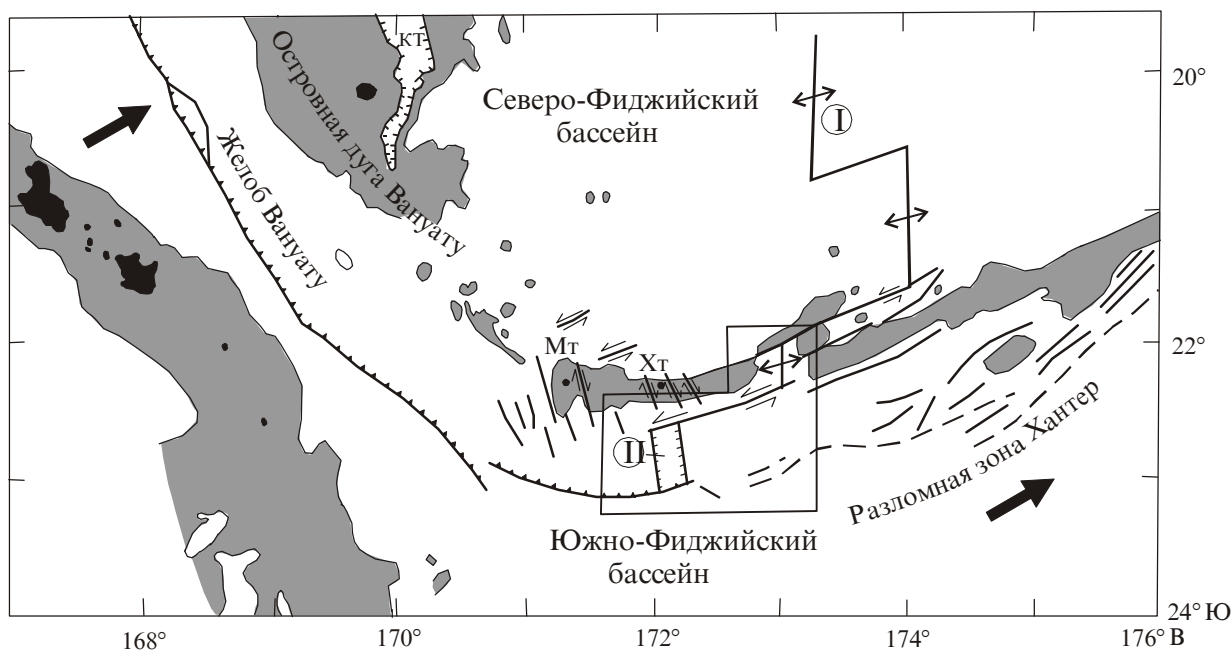


Рис. 1. Схема предполагаемой геодинамической конфигурации южной части Северо-Фиджийского бассейна (по [32] с упрощениями).

КТ – задуговый трог Кориолис (Corgolis), Мт – вулкан Мэттью (Matthew), Хт – вулкан Хантер (Hunter). I – Центральный спрединговый хребет, II – небольшой раздвиговый бассейн (типа pull-apart basin). Крупными стрелками показано направление движения Индо-Австралийской плиты. Серым фоном выделены площади с глубинами 0–2 км, черным – острова. Выделенная площадь – полигон исследований 17 рейса НИС "Академик Александр Несмеянов" в 1990 году (рис. 2).

1. Позднеэоцен-миоценовый – существование единой островодужной системы Витязя, включающей островную дугу Вануату, о-ва Фиджи, хребты Лау и Тонга, под которые в желобе Витязя происходила направленная на запад субдукция Тихоокеанской плиты;

2. Позднемиоцен-раннеплиоценовая структурная перестройка этой островодужной системы, обусловившая отмирание желоба Витязя, переориентацию зоны субдукции на восток и начало раскрытия Северо-Фиджийского бассейна;

3. Позднеплиоцен-современный – направленная на восток субдукция молодой океанической коры Южно-Фиджийского бассейна и Кораллового моря и образование Северо-Фиджийского окраинного бассейна.

Зона разлома Хантер выражается в рельефе цепочкой вулканических построек и мелких трогов. В средней части островного склона южной части желоба Вануату выявлен субширотный трог шириной около 35 км, который картируется до меридиана 171° в.д. Восточнее его, в центральной части района работ НИС "Академик Александр Несмеянов", зона разлома Хантер осложнена крупной подводной вул-

канической постройкой, названной вулканом Ильичева [5]. Западнее вулкана расположена субмеридиональная впадина глубиной около 1 км, которая имеет природу pull-apart basin, образующихся вдоль зон крупных сдвиговых дислокаций [32].

Северо-Фиджийский бассейн, обрамляемый с юга зоной разлома Хантер, является сложным задуговым бассейном, сформированным 8–10 млн лет назад при распаде единой островодужной системы Витязя в результате коллизии желоба Витязя и плато Онтонг-Джава [36]. С возникновением Центрального спредингового хребта в Северо-Фиджийском бассейне (примерно 3 млн лет назад, [8]) начинаются интенсивные раздвиговые движения, продолжающиеся и в настоящее время, с формированием современной океанической коры [8, 14]. Предполагается, что Центральный спрединговый хребет продолжается в пределы подводного островодужного поднятия островной дуги Вануату и далее к югу в зону разлома Хантер (рис. 1) [32], с чем связано формирование здесь современных базальтов срединно-океанических хребтов и базальтов окраинноморской ассоциации [5].

Сложная история геодинамического развития Северо-Фиджийского бассейна и зоны разлома Хан-

тер обусловила многообразие и разновозрастность развитых здесь магматических комплексов [5]. Геолого-геофизические исследования, проведенные в 17 рейсе НИС "Академик Александр Несмеянов" в зоне разлома Хантер и Северо-Фиджийском бассейне, позволили впервые в зоне разлома Хантер установить широкое развитие ассоциации офиолитов и бонинитов. В ходе драгирования была получена обширная коллекция магматических пород, включающая в себя кумулятивные и метаморфизованные перидотиты, различные типы габброидов и широкий спектр вулканических пород ультраосновного, основного, среднего и кремнекислого состава. Цель данной статьи – дать детальную петрологическую характеристику габброидных пород офиолитовой ассоциации и осветить проблему их формирования.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗОНЫ РАЗЛОМА ХАНТЕР

Детальные петрологические исследования показали, что в пределах зоны разлома Хантер четко устанавливаются две разновозрастные вулканоплутонические ассоциации, слагающие зону меланжа и вулканический чехол [7].

Зона меланжа имеет вид субширотного тела мощностью около 4 км (рис. 2), приурочена к восточному продолжению желоба Вануату, который отчетливо прослеживается только до меридиана 172°20' в.д. Это свидетельствует о смене условий косо́й субдукции океанической коры Южно-Фиджийского бассейна и Кораллового моря левосторонним трансформным движением вдоль зоны разлома Хантер (рис. 1). В зоне меланжа обнажаются породы офиолитовой ассоциации, бониниты, океанические и островодужные толеиты и внутриплитные базальты, сформировавшиеся до распада единой островодужной системы Витязя. Вулканический чехол, включающий бониниты, внутриплитные базальты, островодужные толеиты и вулканы бимодальной известково-щелочной серии, несогласно перекрывает образования зоны меланжа, приурочиваясь к подводному продолжению на восток островной дуги Вануату, и формировался в течение последних 3 млн лет.

Офиолитовый комплекс включает широкий спектр основных и ультраосновных пород – перидотиты реститовой природы, базиты и гипербазиты расслоенных интрузивов, метадолериты и метабазальты. Дуниты и гарцбургиты офиолитового комплекса – сильно деплетированные породы, потеряв-

шие до 30 % легкоплавкой базальтовой составляющей. Среди магматических пород офиолитовой серии преобладают лерцолиты, верлиты, различные кумулятивные и массивные габбро и габбронориты. Подчиненное значение имеют пироксениты, вебстериты, троктолиты и кортландиты, образующие, вероятно, жильные тела среди пород расслоенного комплекса. Разрез офиолитовой серии завершается метадолеритами и метабазальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и цеолитовой фаций [5]. Венчается офиолитовая ассоциация комплексом неизмененных двупироксеновых вулканитов и вулканокластических бонинитов.

Магматические породы офиолитовой ассоциации являются наиболее древними образованиями зоны меланжа. Их выведение на современный уровень обусловлено, вероятно, тектоническими движениями по зоне разлома Хантер, сопровождающимися в период 8–3 млн лет назад ротационное перемещение Новогейбридского блока при раскрытии Северо-Фиджийского бассейна. Возраст пород офиолитовой серии точно не установлен. На о. Пентекост в восточной цепи островов Вануату известны допозднемиоценовые (возможно эоценовые) серпентинизированные перидотиты и полосчатые амфиболиты, метаморфизованные в условиях нижних частей амфиболитовой фации, формирование которых связывается с тектоническими движениями по субширотной зоне Д'Антраксто – Хейзел-Хоум [2]. Аналогичные метаморфические породы Соломоновых островов имеют эоценовый возраст и представляют собой блоки среди серпентинитового меланжа [2]. Возможно, что перидотиты офиолитового комплекса зоны разлома Хантер также имеют допозднемиоценовый возраст, а их выведение на современную поверхность определяется временем раскрытия Северо-Фиджийского бассейна.

ПЕТРОГРАФИЯ ГАББРОИДОВ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

В комплекс расслоенных интрузивов зоны разлома Хантер объединены перидотиты и габброиды с ясно выраженными кумулятивными структурами, а также массивные габбро, габбро-долериты и долериты, которые, вероятно, сменяют вверх по разрезу кумулятивные образования и слагают силлово-дайковый комплекс.

Лерцолиты, верлиты и их плагиоклазосодержащие разности являются наиболее распространенными породами кумулятивных перидотитов, они драгированы на ст. Н17-77, 78 и 80 (рис. 2) в виде обломков размером от 1–2 до 6–8 см.

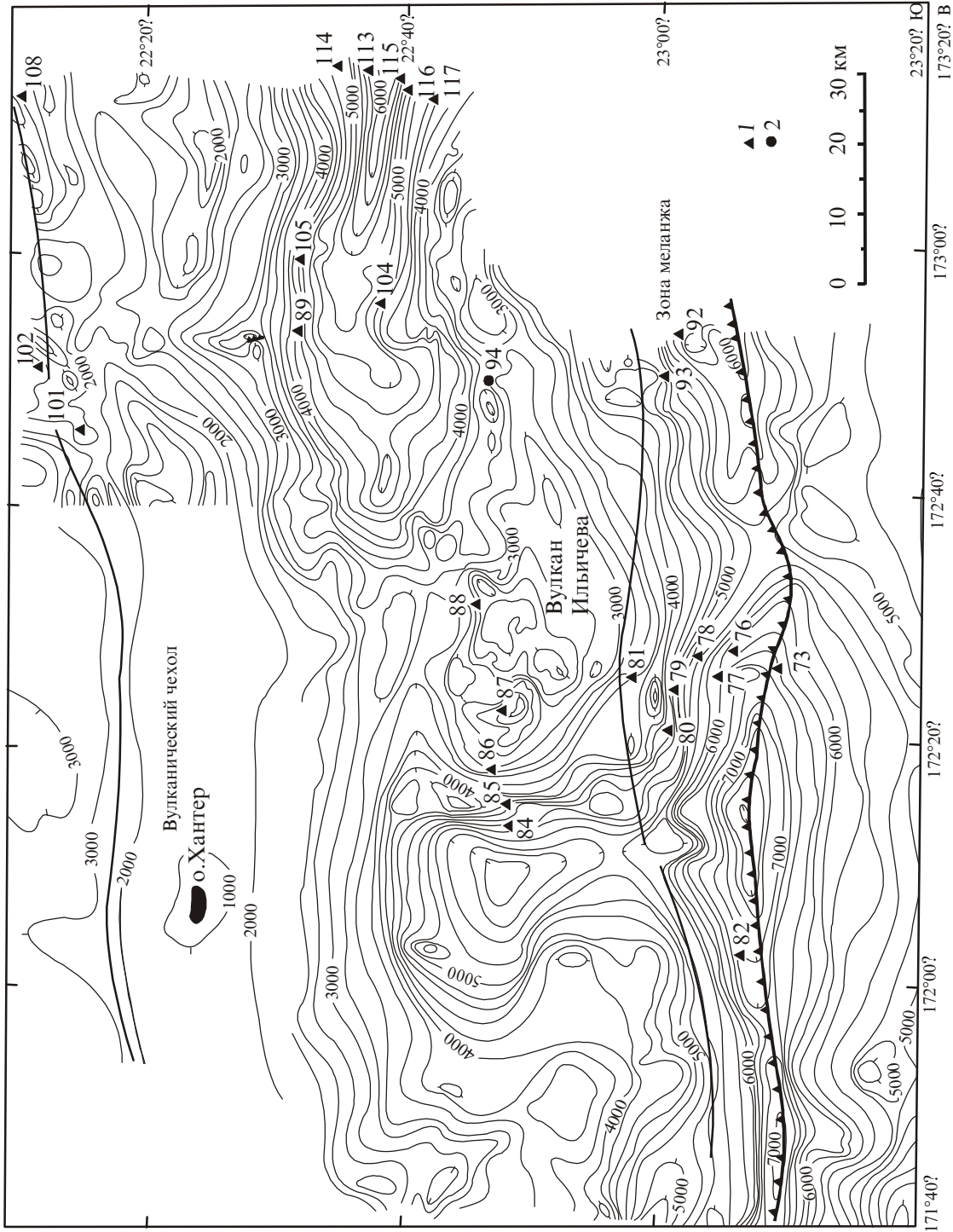


Рис. 2. Геологическая схема и расположение станций драгирования 17 рейса НИС "Академик Александр Несмеянов" в пределах зоны разлома Хангер (по [5] с изменениями).

Границы между зонами меланжа и вулканического чехла проведены условно, кроме южной границы зоны меланжа, совпадающей с тальвегом зоны разлома Хангер [7]. Багитметрия северо-западной части района показана схематически (по [32]). 1 – станции драгирования, 2 – станция отбора проб прямоугольной трубкой. Номера станций опробования даны без кода рейса (т.е. 76 означает Н17-76).

Лерцолиты содержат оливин и ортопироксен, аналогичные по составу минералам реститовых гарцбургитов этого региона [5], но характеризуются кумулятивными структурами. Оливин имеет состав $Fo_{90.1-91.3}^*$, а ортопироксен – $En_{88-90.1}$. Ортопироксен в значительной мере изменен и замещен баститом, серпентином и тальком. Моноклинный пироксен лерцолитов представлен диопсидом, содержащим пластинчатые вроски пижонита варьирующего состава, и частично замещается тремолитом.

Во всех ультраосновных породах зоны разлома Хантер содержится аксессуарная хромистая шпинель, сохраняющаяся даже при полной их серпентинизации. Шпинель реститовых перидотитов (дунитов и гарцбургитов) обладает повышенной хромистостью $Cr/(Cr+Al)=0.58-0.71$ и низким отношением $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ [5]. В кумулятивных лерцолитах хромистость шпинели значительно ниже и составляет $0.29-0.40$. Поэтому на диаграмме $Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe^{2+})$ шпинель гарцбургитов и лерцолитов образует четко обособленные поля [5]. Вариации состава хромистых шпинелей дунитов и гарцбургитов аналогичны таковым перидотитов Марианского и Идзу-Бонинского желоба [1, 5, 11, 27].

Верлиты состоят из оливина (50–70%), клинопироксена (30–45%), Cr-шпинели и небольшого количества плагиоклаза, присутствующего в некоторых образцах. Структура пород кумулятивная, участками пойкилитовая. Оливин характеризуется более железистым составом Fo_{86-88} по сравнению с оливином лерцолитов (табл. 1). Моноклинный пироксен представлен диопсидом; обычно он свежий и лишь незначительно обрастает и замещается на краях кристаллов чермакитовой роговой обманкой (по номенклатуре [31]). Хромистая шпинель отличается высокой окисленностью (табл. 2) и на диаграмме $Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe^{2+})$ располагается в более железистой области по сравнению с хромшпинелидами абиссальных перидотитов. Плагиоклаз принадлежит к посткумуляционной фазе и почти нацело замещен гидросуляром, пренитом и хлоритом.

Пироксениты (вебстериты, оливиновые клинопироксениты и ортопироксениты) подняты, в основном, на ст. Н17-77 и 78. На ст. Н17-77 они составляли около 30–35% драгированного материала и пред-

ставлены остроугольными обломками размером до 15 см. Это средне- и крупнозернистые (размер кристаллов от 2–6 до 10 мм), нередко катаклазированные породы, состоящие из оливина, моноклинного и ромбического пироксена и реже плагиоклаза. В вебстеритах и клинопироксенитах количественно преобладает клинопироксен, а оливин (5–10%), ортопироксен (до 5%) и плагиоклаз (1–5%) имеют подчиненное значение. Значительно реже встречаются ортопироксениты. Иногда в вебстеритах отмечается буроватая магнезиальная роговая обманка, обрастающая и частично замещающая клинопироксен.

Составы минералов из пироксенитов приведены в табл. 1. Оливин этих пород – Fo_{80-88} , а ортопироксен – En_{79-89} . Клиннопироксен представлен диопсидом с низким содержанием Cr_2O_3 и иногда содержит вроски не испытавшего инверсии магнезиального пижонита.

Габбронориты – широко распространенные породы расслоенных интрузивов зоны разлома Хантер. Это среднезернистые породы (размер кристаллов 1–3 мм) с кумулятивными и габбровыми структурами. Фактически большая часть габброноритов представляет собой оливин-пироксен-плагиоклазовый ортокумулят. В составе габброноритов главная роль принадлежит основному плагиоклазу (40–60%) и моноклинному пироксену (20–40%). В подчиненных количествах присутствуют ортопироксен (5–10%), оливин (до 3–15%), буровато-зеленая роговая обманка и титаномagnetит (до 1%).

Четко различаются несколько групп габброноритов. В оливинсодержащих разновидностях присутствует оливин Fo_{75-79} (табл. 3, обр. Н17-78/31, 78/42, 82/4, 92/25), бронзит En_{76-79} , диопсид или реже салит $Wo_{48-50}En_{42-45}Fs_{6-10}$ обычно без структур распада и очень основной плагиоклаз An_{87-100} . Плагиоклаз этих пород практически не зонален, и только в очень узкой краевой оторочке отмечается прямая или обратная зональность. В безоливиновых парагенезисах габброноритов все темноцветные минералы несколько более железистые, а плагиоклаз в узкой краевой зоне обладает резкой прямой зональностью An_{88-58} (табл. 3, обр. Н17-78/51, 80/29). Ортопироксен формирует как крупные кумулятивные кристаллы, выделяющиеся одновременно с клинопироксеном, так и пойкилитовые кристаллы, приуроченные к интерстициям между другими фазами. Он представлен бронзитом и реже гиперстеном En_{67-75} , а моноклинный пироксен – авгитом $Wo_{40-47}En_{40-43}Fs_{10-18}$. В ортоклазсодержащих габброноритах кроме авгита $Wo_{40}En_{42}Fs_{18}$ и гиперстена En_{67} присутствует бедный кальцием авгит, содержащий вроски более магнези-

*В статье приняты следующие обозначения: An – анортит, Crx – клинопироксен, Cr-Spl – хромистая шпинель, En – энстатит, Fo – форстерит, Fs – ферросилит, Hb – амфибол, Ol – оливин, Orx – ортопироксен, Or – калинатровый полевой шпат, Px – пироксен, Wo – волластонит, c – центр, r – край кристалла, $X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)$, $X_{An}=Ca/(Ca+Na+K)$.

Таблица 1. Микронзондовые анализы минералов из пироксенитов, вебстеритов и троктолитов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	Н17-77/5				Н17-77/6					Н17-80/6		
	Ol_c	Ol_r	Px	Cpx	Ol_c	Ol_r	Cpx	Opx	Hb	Ol	Cpx	Hb
SiO ₂	40.31	40.30	55.79	55.60	39.31	39.87	53.32	56.70	49.13	40.79	53.19	54.46
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.32	0.00	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.75	0.04	0.00	0.00	2.14	1.87	8.36	0.00	2.29	4.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.21	0.04	1.05	0.00	0.54	0.55
FeO	12.49	12.46	6.52	1.37	17.80	17.86	3.77	9.97	6.46	11.68	3.40	4.42
MnO	0.05	0.06	0.02	0.00	0.12	0.13	0.00	0.12	0.00	0.09	0.00	0.00
MgO	46.46	47.18	27.12	16.85	42.90	41.79	16.15	30.37	17.13	47.49	16.47	20.38
NiO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.05	0.00	0.00
CaO	0.02	0.04	7.28	25.42	0.01	0.10	23.20	0.79	12.58	0.04	23.03	12.65
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	1.27	0.00	0.01	0.55
K ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04
Сумма	99.35	100.07	98.81	99.30	100.76	99.75	98.89	99.86	96.33	100.15	98.98	97.17
X _{Mg}	0.869	0.871	0.874	0.956	0.811	0.807	0.884	0.844	0.825	0.879	0.896	0.892
X _{An}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	14.5	50.9	-	-	-	1.6	-	-	47.4	-
En	-	-	75.3	46.9	-	-	-	83.1	-	-	47.1	-
Fs	-	-	10.2	2.2	-	-	-	15.3	-	-	5.5	-

	Н17-78/20				Н17-78/19-1			Н17-78/19-2				
	Opx_c	Opx_r	Cpx_c	Cpx_r	Ol	Pl_c	Pl_r	Ol_c	Ol_r	Cpx	Hb_1	Hb_2
SiO ₂	58.05	58.12	55.12	54.75	40.06	43.59	43.13	40.23	40.94	52.75	44.32	52.94
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.15	0.00
Al ₂ O ₃	0.66	0.93	0.41	1.38	0.00	37.48	37.05	0.00	0.00	1.87	13.29	6.70
Cr ₂ O ₃	0.11	0.30	0.10	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
FeO	6.74	6.51	2.05	2.31	13.16	0.16	0.20	12.19	12.72	7.10	6.57	3.68
MnO	0.05	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.08	0.08	0.00	0.00
MgO	33.05	32.75	16.83	16.31	46.02	0.00	0.00	46.46	45.35	12.88	16.09	20.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	Н.о.	0.00	0.00	0.14	0.09	0.00	0.00	0.00
CaO	0.35	1.04	24.65	23.59	0.00	19.67	19.71	0.00	0.00	24.23	12.55	12.74
Na ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.07	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	0.05	1.88	1.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.65	0.18
Сумма	99.02	99.70	99.19	99.10	99.32	100.96	100.18	99.06	99.20	99.11	95.50	97.51
X _{Mg}	0.897	0.900	0.936	0.926	0.862	-	-	0.872	0.864	0.763	0.814	0.907
X _{An}	-	-	-	-	-	0.995	0.993	-	-	-	-	-
Wo	0.7	2.0	49.6	49.1	-	-	-	-	-	50.8	-	-
En	89.1	88.2	47.2	47.2	-	-	-	-	-	37.6	-	-
Fs	10.2	9.8	3.2	3.7	-	-	-	-	-	11.6	-	-

Примечание. Обр. Н17-77/5, 80/6 – Ol – клинопироксенит, Н17-77/6 – Ol – вебстерит, Н17-78/20 – ортопироксенит, Н17-78/19-1 – троктолит, Н17-78/19-2 – прожилок кортландита в троктолите. Н.о. – не определялось.

ального авгита, а также зерна ферропижонита и субкальциевого ферроавгита (табл. 3, обр. Н17-80/29). Плагноклаз этих пород на краях кристаллов обрастает и замещается альбитом и калишпатом, а в интерстициях отмечаются кварц-калишпатовые симплектитовые сростки. Наконец, четко выделяется группа двупироксеновых габбро-долеритов и долеритов, отличающихся мелкозернистыми долеритовыми структурами (табл. 3, обр. Н17-82/2, 76/67-11, 87/45-5). Для этих пород характерна более существенная разница составов центральных и краевых зон кристаллов. Возможно, что долериты и габбро-долериты принадлежат к дайковой серии габброидов, прорывающих интрузивы расслоенной серии, и являются

подводящими каналами для двупироксеновых вулкаников, широко проявленных в пределах офиолитового комплекса.

Двупироксеновый габбро-долерит (табл. 3, обр. Н17-87/45-5), обнаруженный среди магматических пород вулканического чехла (рис. 2) и представляющий собой, видимо, ксенолит в вулканиках, отличается от габброидов зоны меланжа довольно резкой зональностью плагноклаза и темноцветных минералов, присутствием в интерстициях графических сростков кварца и кислого плагноклаза и наличием многочисленных игольчатых кристаллов апатита.

Габбронориты метаморфизованы, в основном, в условиях зеленосланцевой фации. Плагноклаз обыч-

Таблица 2. Микронзондовые анализы акцессорных шпинелей из пироксенитов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	Н17-77/6	Н17-80/6		Н17-78/20		Н17-78/19-2
	1	2	3	4с	4г	5
TiO ₂	0.81	0.07	0.03	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	15.00	25.59	33.43	14.57	17.14	65.32
Cr ₂ O ₃	31.08	39.34	30.64	50.90	43.65	0.48
Fe ₂ O ₃	23.32	5.53	6.53	6.23	8.64	2.12
FeO	26.71	21.01	21.10	22.32	25.21	14.42
MnO	0.44	0.34	0.34	0.48	0.52	0.02
MgO	5.21	9.87	10.89	8.03	6.05	18.29
CaO	0.24	0.16	0.02	0.00	0.02	0.01
NiO	Н.о.	0.00	0.00	Н.о.	Н.о.	0.16
Сумма	102.81	101.71	103.00	102.56	101.24	100.82
X _{Mg}	0.163	0.405	0.418	0.339	0.246	0.671
Cr/(Cr+Al)	0.582	0.507	0.380	0.701	0.631	0.048
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.258	0.456	0.479	0.391	0.300	0.698
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0.440	0.186	0.218	0.201	0.236	0.119

Примечание. Обр. Н17-77/6 – оливиновый вебстерит, 80/6 – оливиновый клинопироксенит, 78/20 – ортопироксенит, 78/19-2 – кортландит.

но свежий и только изредка замещается цеолитами и альбитом. Реже отмечается обрастание и замещение плагиоклаза калинатовым полевым шпатом. Оливин интенсивно преобразуется в серпентин или реже в серпетин в ассоциации с тремолитом и тальком, а ортопироксен замещается баститом, тремолитом и реже тальком. Иногда ортопироксен замещается бурым биотитом. По моноклинному пироксену при диафторезе развивается актинолит или актинолитовая роговая обманка. Позднемагматическая буровато-зеленая роговая обманка обрастает и частично корродирует кристаллы клинопироксена и, в свою очередь, замещается магнезиальной и актинолитовой роговой обманкой и актинолитом (табл. 3). В некоторых образцах по зонкам дислокаций в кристаллах плагиоклаза и клинопироксена отмечается развитие актинолита в ассоциации с зеленой герцинитовой шпинелью.

Габбро и оливиновые габбро – наиболее типичные породы расслоенных интрузивов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер. Они драгированы на ст. Н17-76, 77, 78 и 92, но наиболее обильный материал этих пород был поднят на ст. Н17-78, где они составляли около 35% объема драгированного материала, представленного обломками размером 3–7 (иногда до 15) см. Это темно-серые среднезернистые (размер кристаллов 1–3 мм), реже мелкозернистые породы с хорошо выраженными кумулятивными, реже массивными структурами. Кумулятивные различия представляют собой оливин-клинопироксен-плагиоклазовый или клинопироксен-плагиоклазовый ортокумулят. Реже встречаются различия габброидов с долеритовыми структурами, знаменуя, вероятно, переход к породам дайкового комплекса.

Оливин (0–15%) кумулятивных и массивных различий габбро имеет довольно выдержанный состав Fo₈₂₋₈₄ (табл. 4, обр. Н17-76/67-5, 78/35, 78/79-13) и практически не зонален. Клинопироксен – главный железо-магнезиальный минерал этих пород; его количество составляет 40–50 объемн.%. Состав клинопироксена изменяется в значительных пределах – Wo₄₈₋₅₀En₃₉₋₄₇Fs₅₋₁₀; наиболее железистые и резко зональные клинопироксены Wo₃₅₋₄₄En₃₀₋₄₈Fs₈₋₃₆ характерны для долеритов и габбро-долеритов, в составе которых присутствуют пижонит и феррогиперстен (табл. 4, обр. Н17-92/19, 76/67-4). Содержание TiO₂ в клинопироксенах обычно не превышает 0.1–0.2 % и только изредка возрастает до 0.4–0.5 % (табл. 4). В виде единичных кристаллов в рассматриваемых породах отмечается ортопироксен.

Кристаллы плагиоклаза кумулятивных и массивных габбро практически не зональны – An₉₂₋₉₈ (табл. 4), лишь узкие краевые зоны кристаллов обладают обратной зональностью, и только в пижонитсодержащих различиях пород основность плагиоклаза понижается на краях кристаллов до An₈₈₋₇₂ (табл. 4, обр. Н17-92/19). Аналогичное строение имеют кристаллы плагиоклаза из габбро-долеритов и долеритов. В них также основная часть зерен не зональна, а узкие краевые каймы характеризуются прямой зональностью.

Степень метаморфических изменений габбро значительно сильнее, чем габброноритов, хотя нередки и слабо диафторированные различия. В слабо метаморфизованных габбро клинопироксен с краев обрастает и частично замещается буровато-зеленой позднемагматической роговой обманкой, которая, в

Таблица 3. Микронзондовые анализы минералов из габброноритов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	H17-78/31										H17-78/42				
	Ol _c	Ol _r	Op _{x_c}	Op _{x_r}	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb ₁	Hb ₂	Ol _c	Ol _r	Cpx	Pl _c	Pl _r
SiO ₂	39.34	39.36	55.67	55.60	53.61	53.10	45.21	44.96	45.16	55.99	39.35	39.00	53.17	44.24	43.58
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.04	0.08	0.03	0.00	0.00	0.81	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.22	1.09	1.67	1.06	35.34	35.50	11.00	1.79	0.00	0.00	1.74	36.27	36.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.63	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	20.00	19.91	12.58	12.83	5.10	4.31	0.45	0.36	8.31	3.43	21.14	23.18	5.16	0.21	0.23
MnO	0.12	0.13	0.16	0.19	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.24	0.05	0.00	0.00
MgO	40.98	41.56	28.78	29.19	15.59	15.98	0.00	0.00	16.30	21.20	40.93	38.42	15.26	0.00	0.00
CaO	0.01	0.00	1.34	0.79	23.49	24.12	18.90	19.45	12.24	13.22	0.04	0.03	23.44	19.59	20.27
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.06	1.00	0.76	1.94	0.28	0.00	0.00	0.05	0.35	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.21	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01
Сумма	100.45	100.96	99.84	99.75	99.85	98.70	100.93	101.05	96.60	95.96	101.64	100.90	98.94	100.67	100.24
X _{Mg}	0.785	0.788	0.803	0.802	0.845	0.869	-	0.911	0.778	0.917	0.775	0.747	0.841	-	-
X _{An}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.968	0.999
Wo	-	-	2.6	1.5	47.8	46.7	-	-	-	-	-	-	48.1	-	-
En	-	-	78.2	79.0	44.1	44.8	-	-	-	-	-	-	43.6	-	-
Fs	-	-	19.2	19.5	8.1	8.5	-	-	-	-	-	-	8.3	-	-

	H17-82/4										H17-92/25				
	Hb	Op _{x_c}	Op _{x_r}	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb ₁	Hb ₂	Ol _c	Ol _r	Op _{x_c}	Op _{x_r}	Cpx _c	Cpx _r
SiO ₂	55.57	55.04	55.63	54.09	53.74	46.61	54.28	50.39	53.06	39.45	39.21	55.61	55.78	54.53	54.77
TiO ₂	0.01	0.14	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	1.29	0.20	0.00	0.00	0.15	0.14	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.70	1.18	1.25	0.54	0.34	34.57	29.58	5.37	3.42	0.00	0.00	1.32	1.37	0.26	0.27
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	6.26	15.03	14.21	6.41	6.70	0.57	0.44	10.26	10.16	21.37	22.37	13.89	13.68	3.70	3.45
MnO	0.00	0.19	0.15	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.07	0.16	0.26	0.17	0.18	0.00	0.03
MgO	19.50	26.97	26.81	14.51	14.36	0.00	0.01	16.12	17.53	40.88	39.27	28.24	28.48	16.31	16.08
CaO	12.66	1.32	1.46	23.25	23.87	17.50	11.43	11.77	11.03	0.00	0.04	1.27	0.96	24.76	24.81
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.22	0.13	1.38	4.54	1.06	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.21	0.32	0.20	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02
Сумма	95.79	99.88	99.63	99.16	99.19	100.46	100.49	96.72	96.28	101.88	101.17	100.69	100.60	99.60	99.43
X _{Mg}	0.847	0.762	0.771	0.801	0.792	-	-	0.737	0.755	0.773	0.758	0.784	0.788	0.887	0.893
X _{An}	-	-	-	-	-	0.873	0.574	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	2.6	2.9	48.0	48.6	-	-	-	-	-	-	2.5	1.9	49.2	49.8
En	-	74.2	74.8	41.7	40.7	-	-	-	-	-	-	76.4	77.3	45.1	44.8
Fs	-	23.2	22.3	10.3	10.7	-	-	-	-	-	-	21.1	20.8	5.7	5.4

Таблица 3. (Продолжение).

	H17-92/25					H17-78/51					H17-80/29				
	Pl _c	Pl _t	Hb	Op _{x_c}	Op _{x_t}	Cpx _c	Cpx _t	Pl _c	Pl _t	Hb ₁	Hb ₂	Op _{x_c}	Op _{x_t}	Cpx _c	Cpx _t
SiO ₂	45.47	43.61	46.22	54.91	55.40	52.63	53.30	45.77	53.48	47.79	54.35	53.94	54.25	51.14	52.29
TiO ₂	0.00	0.00	1.60	0.03	0.04	0.14	0.03	0.00	0.00	0.66	0.00	0.09	0.11	0.28	0.30
Al ₂ O ₃	35.17	37.03	9.91	0.56	0.76	1.52	0.89	35.29	29.90	7.40	1.74	1.27	1.27	2.52	2.17
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.58	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.40	0.41	9.19	16.09	15.90	6.94	6.70	0.35	0.56	10.97	12.62	19.06	19.84	10.87	11.60
MnO	0.00	0.00	0.00	0.33	0.32	0.04	0.05	0.00	0.00	0.02	0.38	0.25	0.30	0.10	0.14
MgO	0.01	0.00	15.64	26.89	26.74	15.07	15.14	0.00	0.00	15.77	15.06	24.64	24.37	14.81	14.66
CaO	18.71	20.40	12.28	0.82	0.64	23.12	23.21	18.37	11.88	11.91	12.79	1.74	1.74	19.35	19.89
Na ₂ O	0.98	0.07	2.07	0.00	0.01	0.29	0.26	1.32	4.52	1.19	0.03	0.00	0.00	0.28	0.20
K ₂ O	0.04	0.05	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.15	0.31	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01
Сумма	100.78	101.57	97.53	99.63	99.82	99.79	99.59	101.13	100.49	96.24	96.99	101.01	101.90	99.35	101.26
X _{Mg}	-	-	0.752	0.749	0.750	0.795	0.801	-	-	0.719	0.680	0.697	0.686	0.708	0.692
X _{An}	0.911	0.991	-	-	-	-	-	0.883	0.587	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	1.6	1.3	46.7	46.9	-	-	-	-	3.4	3.4	39.9	40.3
En	-	-	-	73.7	74.0	42.4	42.6	-	-	-	-	67.3	66.3	42.5	41.3
Fs	-	-	-	24.7	24.7	10.9	10.5	-	-	-	-	29.2	30.3	17.6	18.4

	H17-80/29					H17-82/2								
	Px ₁	Px ₂	Cpx	Pl _c	Pl _t	Or	Hb	Op _{x_c}	Op _{x_t}	Cpx _c	Cpx _t	Pl _c	Pl _t	Hb _c ¹
SiO ₂	50.42	50.63	53.19	51.78	56.33	66.08	50.21	52.40	51.66	53.66	53.12	46.78	53.84	48.94
TiO ₂	0.40	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00	0.50	0.08	0.13	0.00	0.16	0.00	0.00	1.37
Al ₂ O ₃	2.95	1.53	0.38	30.92	28.12	18.35	6.54	2.00	2.69	0.32	1.92	34.48	28.83	6.14
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	26.60	34.06	13.57	0.57	0.40	0.01	12.18	22.65	23.40	8.52	9.24	0.69	0.71	13.08
MnO	0.31	0.77	0.29	0.00	0.00	0.00	0.08	0.34	0.37	0.13	0.14	0.00	0.00	0.14
MgO	8.55	8.69	12.15	0.05	0.01	0.00	15.60	22.10	21.52	14.08	14.02	0.00	0.02	15.28
CaO	9.42	3.39	21.25	13.79	10.24	0.00	12.01	1.25	0.92	23.30	22.08	17.14	11.35	11.29
Na ₂ O	0.98	0.58	0.23	3.96	5.86	0.02	0.78	0.00	0.00	0.20	0.22	1.82	5.30	1.37
K ₂ O	0.30	0.05	0.03	0.07	0.12	17.32	0.17	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.22	0.43
Сумма	99.93	99.83	101.11	101.14	101.08	101.78	98.07	100.85	100.71	100.13	99.93	100.97	100.27	98.04
X _{Mg}	0.364	0.313	0.615	-	-	-	0.695	0.635	0.621	0.747	0.730	-	-	0.676
X _{An}	-	-	-	0.655	0.488	-	-	-	-	-	-	0.836	0.537	-
Wo	22.4	8.1	43.6	-	-	-	-	2.5	1.9	47.0	45.2	-	-	-
En	28.3	28.7	34.7	-	-	-	-	61.9	60.9	39.5	40.0	-	-	-
Fs	49.4	63.2	21.7	-	-	-	-	35.6	37.2	13.5	14.8	-	-	-

Таблица 3. (Окончание).

	Н17-82/2						Н17-76/67-11						Н17-87/45-5					
	Hb ¹ _r	Hb ₁	Hb ₂	Hb ₃	Cpx _c	Hb _r	Cpx _r	Hb _c	Hb _r	Opх _c	Opх _r	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb		
SiO ₂	49.24	44.82	51.69	54.90	52.26	47.24	52.67	49.14	56.54	53.32	53.50	52.41	46.94	61.09	53.14			
TiO ₂	1.21	1.54	0.72	0.25	0.04	1.21	0.10	0.96	0.00	0.09	0.00	0.22	0.00	0.00	0.07			
Al ₂ O ₃	6.13	11.11	3.96	1.51	0.62	7.15	0.76	5.95	1.23	0.00	1.66	1.10	34.66	25.25	2.55			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.71	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00			
FeO	12.78	13.45	12.15	10.87	13.44	16.53	12.50	16.03	8.27	29.02	5.84	14.56	0.87	0.45	14.31			
MnO	0.12	0.05	0.08	0.12	0.32	0.16	0.23	0.13	0.09	0.34	0.00	0.16	0.00	0.00	0.24			
MgO	15.00	13.42	15.51	18.36	12.24	12.43	12.70	12.80	30.41	17.15	17.39	12.18	0.00	0.00	13.03			
CaO	11.42	11.86	12.43	11.62	21.09	10.82	21.41	11.47	1.98	1.70	19.96	19.42	17.42	6.52	14.10			
Na ₂ O	1.22	2.18	0.81	0.26	0.22	1.34	0.20	1.27	0.00	0.00	0.04	0.23	1.54	5.97	0.32			
K ₂ O	0.45	0.13	0.26	0.14	0.01	0.24	0.02	0.20	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.43	0.05			
Сумма	97.57	98.57	97.61	98.03	100.24	97.12	100.59	97.95	99.09	101.34	98.69	100.30	101.46	99.71	97.81			
X _{Mg}	0.677	0.640	0.695	0.751	0.619	0.573	0.644	0.567	0.868	0.513	0.841	0.599	-	0.861	0.445			
X _{An}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
W ₀	-	-	-	-	43.4	-	43.8	-	3.9	3.5	41.0	40.7	-	-	-			
En	-	-	-	-	35.0	-	36.2	-	83.4	49.5	49.7	35.5	-	-	-			
Fs	-	-	-	-	21.6	-	20.0	-	12.7	47.0	9.3	23.8	-	-	-			

Примечание. Обр. Н17-78/31, 78/42, 82/4, 92/25 - оливиновые габбронориты, Н17-78/51, 80/29 - габбронориты, Н17-82/2, 76/67-11, 87/45-5 - дуплироксиновые габбро-долериты.

Таблица 4. Микронзондовые анализы минералов из габбро и оливиновых габбро офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	Н17-76/67-5						Н17-78/35						Н17-78/79-13	
	Ol	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb	Ol _c	Ol _r	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Ol _c	
SiO ₂	39.97	54.16	54.43	43.79	43.90	48.11	40.18	40.03	53.95	53.25	45.40	44.56	40.10	
TiO ₂	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	0.00	1.23	0.82	37.76	37.19	9.66	0.00	0.00	2.24	2.26	36.34	36.89	0.00	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.14	0.22	0.00	0.00	0.00	
FeO	16.35	3.64	3.41	0.11	0.16	6.73	15.32	15.88	4.43	4.35	0.34	0.27	16.19	
MnO	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	
MgO	43.77	16.14	16.28	0.00	0.00	17.14	44.65	44.63	16.02	16.33	0.00	0.02	44.06	
CaO	0.02	24.17	23.86	19.73	19.57	12.75	0.01	0.01	22.35	22.43	18.60	19.36	0.01	
Na ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.17	0.34	1.29	0.00	0.00	0.04	0.06	0.83	0.52	0.00	
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	
Сумма	100.74	99.48	98.86	101.58	101.18	96.55	100.30	100.66	99.24	98.97	101.54	101.64	100.50	
X _{Mg}	0.824	0.888	0.895	-	0.968	0.819	0.837	0.834	0.866	0.870	-	-	0.829	
X _{An}	-	-	-	0.984	-	-	-	-	-	-	0.923	0.952	-	
W ₀	-	48.9	48.5	-	-	-	-	-	46.5	46.2	-	-	-	
En	-	45.4	46.1	-	-	-	-	-	46.3	46.8	-	-	-	
Fs	-	5.7	5.4	-	-	-	-	-	7.2	7.0	-	-	-	

Таблица 4. (Окончание).

	Н17-78/79-13					Н17-77/26					Н17-76/67-4		
	Ol _r	Срх _c	Срх _r	Pl _c	Pl _r	Срх _c	Срх _r	Pl _c	Pl _r	Hb ¹ _c	Hb ¹ _r	Hb ²	Срх _c
SiO ₂	39.64	53.45	54.27	45.27	45.02	54.43	53.75	44.97	46.43	53.03	52.80	53.29	52.41
TiO ₂	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.26	0.34	0.08
Al ₂ O ₃	0.00	1.95	1.06	36.08	36.37	0.27	0.40	35.96	34.02	3.51	3.96	3.43	0.78
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.65	4.74	3.98	0.35	0.38	6.43	6.86	0.45	0.65	9.63	10.17	11.68	12.90
MnO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.22
MgO	43.43	16.49	16.09	0.00	0.02	14.15	14.17	0.02	0.01	17.64	16.94	15.76	12.00
CaO	0.02	21.59	24.08	18.46	18.62	26.04	25.29	19.09	17.43	11.88	12.36	12.45	21.79
Na ₂ O	0.00	0.04	0.01	0.91	0.74	0.01	0.08	0.93	1.69	0.48	0.58	0.55	0.06
K ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.05	0.03	0.06	0.19	0.25	0.05	0.02
Сумма	99.83	98.33	99.56	101.11	101.17	101.38	100.60	101.45	100.29	96.69	97.34	97.55	100.26
X _{Mg}	0.823	0.861	0.878	-	-	0.796	0.786	-	0.848	0.765	0.748	0.706	0.616
X _{An}	-	-	-	0.916	0.932	-	-	0.917	-	-	-	-	-
Wo	-	44.8	48.6	-	-	51.3	50.2	-	-	-	-	-	44.9
En	-	47.6	45.2	-	-	38.8	39.2	-	-	-	-	-	34.4
Fs	-	7.6	6.2	-	-	9.9	10.6	-	-	-	-	-	20.7

	Н17-76/67-4					Н17-92/19							
	Срх _r	Орх	Pl _c	Pl _r	Hb _c	Hb _r	Срх _c ¹	Срх _r ¹	Срх _c ²	Срх _r ²	Px	Pl _c	Pl _r
SiO ₂	52.59	51.06	54.41	57.22	47.02	50.78	53.62	50.67	51.79	50.69	54.93	45.60	50.83
TiO ₂	0.05	0.03	0.00	0.00	1.25	0.00	0.06	0.44	0.33	0.49	0.06	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.63	0.41	28.90	26.87	7.15	3.02	1.86	1.32	2.40	2.42	1.15	34.73	31.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.11	30.36	0.28	0.17	18.62	25.20	5.36	21.67	11.37	15.59	15.18	0.55	1.12
MnO	0.24	0.85	0.00	0.00	0.21	0.39	0.02	0.33	0.11	0.22	0.27	0.00	0.00
MgO	11.88	15.80	0.00	0.00	11.40	6.77	17.21	10.43	14.19	12.63	24.27	0.20	0.15
CaO	22.69	0.98	11.63	8.95	10.99	12.32	21.58	16.26	19.22	18.31	5.55	18.50	15.10
Na ₂ O	0.03	0.00	5.17	6.58	1.34	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.00	1.32	3.21
K ₂ O	0.03	0.03	0.21	0.13	0.28	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03
Сумма	100.25	99.52	100.60	99.92	98.26	98.57	99.90	101.17	99.48	100.41	101.43	100.94	101.63
X _{Mg}	0.636	0.481	-	-	0.522	0.324	0.851	0.462	0.690	0.591	0.740	-	-
X _{An}	-	-	0.547	0.426	-	-	-	-	-	-	-	0.884	0.721
Wo	46.6	2.1	-	-	-	-	43.4	34.1	40.2	38.1	10.8	-	-
En	34.0	47.1	-	-	-	-	48.2	30.4	41.3	36.6	66.0	-	-
Fs	19.4	50.8	-	-	-	-	8.4	35.5	18.5	25.3	23.2	-	-

Примечание. Обр. Н17-76/67-5, 78/35, 78/79-13 – оливиновое габбро, Н17-77/26 – сильно амфиболитизированное габбро, Н17-76/67-4, 92/19 – габбро-долерит и долерит.

свою очередь, замещается актинолитом или реже железистым актинолитом, характерной интенсивной фиолетово-зеленоватой окраски. Совместно с зеленой герцининовой шпинелью актинолит иногда выполняет тонкие прожилки, а также развивается в виде коронарных структур на контакте оливина и плагиоклаза. Оливин при метаморфизме преобразуется в серпентин, нередко в ассоциации с тальком и тремолитом, а плагиоклаз пелитизирован и замещается цеолитами, клиноцоизитом, пренитом, реже хлоритом и альбитом.

Сильно метаморфизованные разности рассматриваемых габброидов обычно катаклазированы и превращены в мелко-, реже среднезернистые эпидот-амфибол-плагиоклазовые сланцы со значительным содержанием цеолитов и хлорита. Эти породы подняты на многих станциях драгирования в зоне меланжа, но только на ст. Н17-76 (рис. 2) они составляют заметную часть поднятого материала, наблюдаясь в виде обломков размером до 4–5 см.

ГЕОХИМИЯ ГАББРОИДНЫХ ПОРОД

Химический состав изученных габброидов (табл. 5) свидетельствует, что они характеризуются очень низкими содержаниями K_2O , P_2O_5 , Rb, Ba и Zr. Это подтверждает их кумулятивное происхождение как кристаллизационных кумулатов с небольшим количеством интерстиционного расплава. Содержание TiO_2 в габброидах также пониженное, его вариации обусловлены изменением содержания TiO_2 в моноклинном пироксене. Изменения содержания $Zr = 0–30$ г/т отражают количество в габброидах интеркумулясных фаз или степень вторичной амфиболизации. Габбро-долерит (обр. Н17-80/33) с наибольшим содержанием $Zr = 31$ г/т является сильно амфиболизированной породой.

Вариации содержаний других компонентов также объясняются кумулятивной природой рассматриваемых пород. В них отмечается понижение концентрации Ni с увеличением отношения FeO/MgO . Пониженные величины отношения FeO/MgO типичны для габброидов океанических областей, а также офиолитов Омана [44]. Снижение содержания Ni в породах сопровождается падением концентрации Cr, что обусловлено увеличением степени фракционирования исходного габброидного расплава. В противоположность поведению Ni в породах, содержание V возрастает с ростом фракционирования расплава, что характерно для магм толеитового состава [35]. Концентрация Cr_2O_3 в габброидах снижается со снижением их магнезиальности. Подобный тренд поведения Cr_2O_3 изучен экспериментально [24], подтвер-

ждается изучением распределения Cr_2O_3 в порфировых вкрапленниках базальтов срединно-океанических хребтов [42] и интерпретируется как результат фракционирования базальтового расплава.

Широкое развитие кумулятивных габбро в зоне разлома Хантер свидетельствует о присутствии здесь интенсивно фракционировавших магматических камер. Одновременно для офиолитового комплекса зоны разлома типичны раннеостроводужные вулканы, представленные пирокластическими фациями бонинитов и двупироксеновыми базальтоидами, переходными к островодужным толеитам. Эти породы характеризуются высокой степенью фракционной кристаллизации, обусловившей формирование вкрапленников Ol, Орх и Срх в бонинитах и Ol, Срх, Pl и Fe-Ti-оксидов в толеитовых базальтах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Некоторые особенности минералогии габброидов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер свидетельствуют о значительной глубинности их формирования. Как известно, экспериментальные исследования показали, что большая часть океанических базальтов кристаллизуется в приповерхностных условиях при низких давлениях ($P \leq 1$ кбар), что определяет относительно невысокую магнезиальность клинопироксенов их вкрапленников ($X_{Mg} < 0.84$ при $P = 1$ атм.) [24, 46]. Анализ табл. 3 и 4 показывает, что большая часть кумулятивных габброноритов и габбро содержит высокомагнезиальный клинопироксен, магнезиальность которого $X_{Mg} > 0.84$, что свидетельствует о более значительной глубинности их кристаллизации, чем океанических базальтов. И только двупироксеновые габбро-долериты и долериты характеризуются пониженной магнезиальностью клинопироксена, которая ниже чем $X_{Mg} < 0.84$ и варьирует от 0.84 до 0.60. Судя по экспериментальным данным, подобные высокомагнезиальные клинопироксены кристаллизуются из примитивных толеитовых магм в условиях средних глубин, которые, по данным экспериментов, могут отвечать давлению 5–10 кбар [10, 15, 19].

Среднеглубинные условия кристаллизации исходных базитовых расплавов габброидов зоны разлома Хантер подтверждаются определениями давления (глубинности) по составу позднемагматического амфибола, кристаллизующегося из остаточного расплава и частично замещающего клинопироксен. Состав изученных амфиболов (табл. 3, 4) с использованием эмпирического амфиболового геотермометра [4] свидетельствует об их кристаллизации в условиях давления, отвечающего 4–6 кбар,

Таблица 5. Химический состав габбро и габброноритов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	H17-78/31	H17-82/4	H17-92/89	H17-80/29	H17-82/2	H17-78/59	H17-82/3	H17-87/38
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45.90	46.53	47.03	52.63	48.66	45.95	45.08	47.10
TiO ₂	0.10	0.15	0.19	0.75	0.35	0.11	0.12	0.21
Al ₂ O ₃	16.49	16.16	14.37	16.06	15.49	16.81	16.97	17.09
Cr ₂ O ₃	0.046	0.037	0.056	0.007	0.008	0.052	0.034	0.027
Fe ₂ O ₃ *	5.82	6.64	5.95	11.26	9.00	5.91	6.03	4.31
MnO	0.12	0.12	0.12	0.18	0.19	0.11	0.11	0.12
MgO	12.68	12.54	11.94	5.68	9.17	13.30	12.39	11.71
CaO	16.26	15.48	17.91	8.23	10.53	16.11	15.53	11.45
Na ₂ O	0.49	0.77	0.00	3.62	2.44	0.70	0.80	3.02
K ₂ O	0.00	0.01	0.06	0.66	0.84	0.00	0.01	0.19
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.09	0.03	0.03	0.02	0.03
П.п.п.	1.80	1.70	1.15	2.50	4.50	1.70	2.80	5.40
Сумма	99.736	100.167	98.806	101.667	101.208	100.782	99.894	100.657
Rb	0	5	18	1	6	1	33	0
Sr	130	215	151	267	456	146	163	179
Ba	6	11	11	94	28	17	6	6
Zr	0	0	0	20	0	0	0	0
Ni	337	222	188	83	95	357	208	147
Co	76	60	56	37	46	100	60	35
Cr	726	512	772	34	72	750	303	196
V	159	119	156	386	228	133	86	132
Cu	76	20	15	137	125	35	15	18
X _{Mg}	0.812	0.709	0.799	0.500	0.669	0.817	0.803	0.843

	H17-76/22	H17-78/37	H17-78/43	H17-78/47	H17-82/6	H17-92/22	H17-80/33	H17-92/19
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48.09	50.01	46.56	45.78	46.98	47.33	54.08	49.53
TiO ₂	0.87	0.68	0.09	0.12	0.16	0.42	0.70	0.44
Al ₂ O ₃	15.66	16.35	18.80	15.17	17.52	14.44	15.34	15.34
Cr ₂ O ₃	0.016	0.011	0.043	0.043	0.038	0.063	0.012	0.03
Fe ₂ O ₃ *	12.08	10.11	4.39	5.42	5.69	7.53	10.14	7.21
MnO	0.20	0.16	0.07	0.10	0.105	0.13	0.20	0.15
MgO	7.23	6.81	11.66	13.58	10.80	12.86	6.04	10.01
CaO	12.12	9.67	13.41	15.59	13.83	10.39	6.97	10.81
Na ₂ O	2.55	3.40	1.50	1.05	3.05	1.60	3.92	2.06
K ₂ O	0.16	0.12	0.41	0.00	0.50	0.25	0.90	0.40
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.02	0.03	0.03	0.05	0.10	0.05
П.п.п.	1.70	2.80	4.00	3.30	4.00	5.55	2.30	5.10
Сумма	100.796	100.231	100.953	100.183	102.703	100.613	100.702	101.13
Rb	0	10	0	0	10	17	0	10
Sr	257	208	135	105	320	86	245	94
Ba	25	13	20	18	23	8	195	15
Zr	10	13	0	0	0	2	31	0
Ni	99	70	334	327	248	303	58	278
Co	60	40	39	57	48	49	27	54
Cr	227	90	594	447	551	404	118	298
V	371	195	118	96	174	173	254	237
Cu	122	57	23	18	30	65	119	65
X _{Mg}	0.542	0.572	0.840	0.832	0.790	0.772	0.541	0.733

Примечание. *Все железо в форме Fe₂O₃.

1–3 – оливиновые габбронориты, 4 – габбронорит, 5 – двупироксеновый габбро-долерит, 6–8 – оливиновое габбро, 9–14 – габбро, 15 – габбро-долерит, 16 – долерит.

Химические анализы выполнены рентгено-флуоресцентным методом в ГЕОХИ РАН, Na₂O и K₂O определены атомно-абсорбционным методом в ДВГИ ДВО РАН. Rb, Sr, Ba, Zr определены рентгено-радиометрическим методом, Ni, Co, Cr, V, Cu – количественным спектральным анализом в ДВГИ ДВО РАН.

т.е. соответствует оценкам давления по составу клинопироксена.

В какой-то мере полученные значения глубинности кристаллизации исходных базитовых расплавов расходятся с данными, полученными по составу ортопироксена. Как видно из табл. 3, магнезиаль-

ность ортопироксена в изученных породах большей частью X_{Mg} < 0.81, что, по данным экспериментов [24, 46], характерно для ортопироксенов, кристаллизующихся в малоглубинных магматических камерах. Однако, если учесть, что большая часть ортопироксена изученных габброидов относится к интеркумулусной

фазе, кристаллизовавшейся из интеркумуляусного расплава, остающегося после формирования ОI-Срх-Pl ортокумулата, то оценки не противоречат полученным значениям глубинности.

Кристаллизацию в приповерхностных магматических камерах можно предположить лишь для долеритов и габбро-долеритов, магнезиальность клинопироксена которых $X_{Mg} < 0.84$ и которые иногда содержат малокальциевый пироксен – пижонит. Последний, как известно, кристаллизуется вместо ортопироксена при снижении литостатического давления [12, 19, 34, 40, 42] и замещается ортопироксеном с увеличением давления нагрузки [16, 19, 20, 30]. Поэтому пониженная магнезиальность клинопироксена долеритов и габбро-долеритов и нередкое присутствие в них пижонита свидетельствуют о кристаллизации этих пород в условиях приповерхностных магматических очагов. Эти образования, вероятно, относятся к дайково-силловому комплексу и являются подводными каналами для двупироксеновых вулкаников, широко развитых в офиолитовом комплексе зоны разлома Хантер.

Оливин в габброидах характеризуется чрезвычайно низкими содержаниями второстепенных элементов. Содержание СаО в нем менее 0.06 %, что типично для оливинов, формирующихся при пониженных температурах, что подтверждается их оценками по двупироксеновому геотермометру.

Соотношения магнезиальности оливина и клинопироксена приведены на рис. 3. На диаграмме видно, что фигуративные точки состава оливина и клинопироксена габбро и габброноритов зоны разлома Хантер располагаются вне области кристаллизации океанических базитов и гипербазитов и вне области экспериментов, выполненных при 1 атм [24].

Плаггиоклаз изученных габброидов отличается очень высокой основностью, причем большая часть кристаллов не зональна и только в узкой краевой зоне отмечается повышение или, реже, понижение основности. Повышение основности плаггиоклаза в краевой зоне трактуется по-разному. Учитывая экспериментальные данные по системе альбит–анортит, предполагают, что по мере охлаждения исходного расплава зоны дорастания кумулятивных кристаллов плаггиоклаза должны приобретать более кислый состав, что обычно и типично для ортокумулатов. Рост же основности плаггиоклаза в краевых зонах кристаллов может быть обусловлен повышением температуры расплава, что для рассматриваемых пород вряд ли возможно, поскольку структурные и минералогические признаки, подтверждающие это предположение, кроме появления зон плаггиоклаза повышенной ос-

новности, отсутствуют. Поэтому формирование более основных краевых зон кристаллов плаггиоклаза, видимо, связано или с местным повышением давления в замкнутом поровом пространстве в связи с опусканием кумулятивных кристаллов на нижние уровни магматической камеры, или с повышением потенциала H_2O , обуславливающего снижение температуры ликвидуса и образование основных кайм [29, 38]. Второе предположение наиболее реально, так как плотность кристаллов плаггиоклаза ниже плотности базитового расплава, что обуславливает их флотацию, а не опускание на дно магматической камеры [18, 20].

Состав пироксенов из изученных пород нанесен на диаграмму (рис. 4). На ней видно, что тренды кристаллизации ортопироксена и клинопироксена параллельны трендам кристаллизации пироксенов таких расслоенных комплексов, как Скергаардского и комплекса Марум, и располагаются вдоль субсолидусного тренда пироксена из расслоенных габброидов офиолитового комплекса Марум северной части Папуа на Новой Гвинее [28].

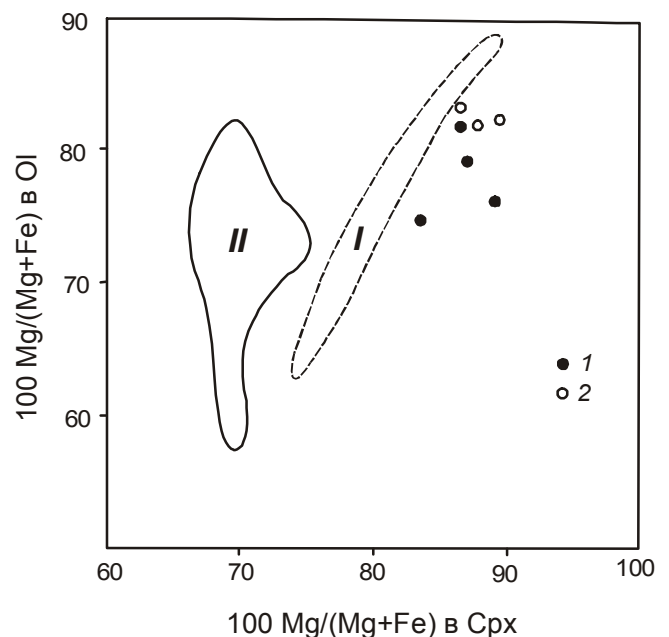


Рис. 3. Соотношения магнезиальности оливина и клинопироксена в оливиновых габбро и габброноритах офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

I, II - соотношения магнезиальности оливина и клинопироксена в океанических базитах и ультрабазитах (I) [26] и полученные при экспериментальных исследованиях при давлении 1 атм. (II) [24].

1 – оливиновые габбронориты, 2 – оливиновые габбро.

Широкое развитие кумулятивных образований в офиолитовом комплексе зоны разлома Хантер свидетельствует о наличии здесь интенсивно фракционированных магматических камер. Возникает вопрос: какова природа исходных магматических расплавов, из которых происходила кристаллизация кумулятивных пород, и какова их связь с вулканическими образованиями, также широко проявленными в офиолитовом комплексе? Среди вулканитов офиолитового комплекса зоны меланжа наибольшим распространением пользуются вулканокластические (туфы и лавобрекчии) бониниты и двупироксеновые толеитовые базальты, андезибазальты и андезиты. Оба типа вулканических пород характеризуются высокой степенью фракционной кристаллизации: для бонинитов типичны порфиновые выделения Ol , Orx , Srx и $Cr-Spl$, а для толеитовых двупироксеновых вулканитов – Orx , Srx , Pl и $Fe-Ti$ -оксиды.

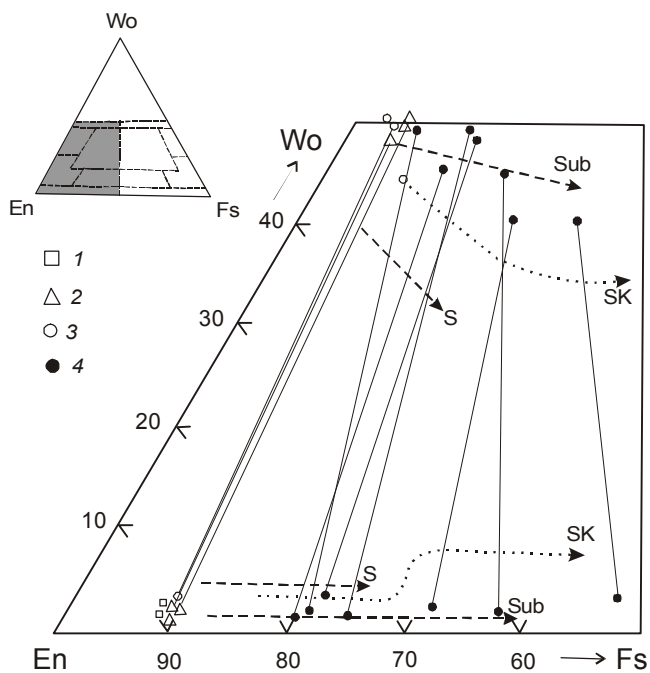


Рис. 4. Состав пироксенов реститовых и кумулятивных ультраосновных и основных пород офиолитового комплекса зоны меланжа зоны разлома Хантер. Связующими линиями соединены сосуществующие высококальциевые и бедные кальцием пироксены в одном образце. SK – тренд кристаллизации пироксенов Скергаардского интрузива [37], S и Sub – тренды солидусной и субсолидусной кристаллизации пироксенов габброидов офиолитового комплекса Марум, Новая Гвинея [28].

1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты, 3 – кумулятивные ультраосновные породы, 4 – габбро.

Среди вулканитов бонинитовой серии преобладающим распространением пользуются вулканокластические породы – кластолавы (по номенклатуре [3]) и лавобрекчии. Эти породы состоят из обломков кристаллов Ol , Orx , $Cr-Spl$ и реже Srx и обломков лав бонинитов размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров, сцементированных стекловатой основной массой [5, 6]. Состав минералов порфириковых вкрапленников обломков лав и связующей массы одинаков. Вкрапленники оливина отвечают Fo_{85-91} , Orx – бронзиту $Wo_{3-6}En_{80-85}Fs_{10.5-14.5}$, содержащему 0.5–1.0 % Al_2O_3 [5]. Большинство микровкрапленников и микролитов ортопироксена окружено оторочками авгита, состав которого аналогичен составу краевых зон самостоятельных кристаллов клинопироксена. Клинопироксен во вкрапленниках присутствует значительно реже и представлен авгитом или магнезиальным авгитом $Wo_{30-43}En_{44-58}Fs_{8-17}$, содержание Al_2O_3 в котором достигает 3–5 %. Кроме авгита иногда отмечаются бедный кальцием авгит и пижонит.

Более значительные вариации состава микролитов и закалочных фаз пироксена, среди которых резко преобладает ортопироксен, окруженный оторочками авгита и магнезиального авгита. Содержание TiO_2 в закалочных фазах клинопироксена возрастает до 0.15–0.20 %, а концентрация Al_2O_3 достигает 8–10 %.

Химические составы вулканокластических бонинитов отвечают высококальциевым разностям бонинитов (по классификации [13]). Эти породы отличаются пониженной концентрацией SiO_2 , соответствующей составу базальтов и андезибазальтов, и очень низкими концентрациями TiO_2 . Содержания когерентных элементов Ni , Co и Cr очень высокие. Низкие концентрации TiO_2 , обуславливающие высокие CaO/TiO_2 и Al_2O_3/TiO_2 и низкое Ni/V отношения, позволяют предполагать сильно деплетированный перидотитовый источник их выплавления, характерный для зон субдукции. Подобные перидотиты образуются в качестве тугоплавкого остатка, потерявшего при частичном плавлении значительную часть базальтовой составляющей.

Двупироксеновые базальты и андезибазальты – редкопорфириновые (до афировых) пористые и микропористые породы с преимущественно стекловатыми и закалочными структурами основной массы. Вкрапленники (обычно не более 3–5 %) представлены пироксенами и плагиоклазом; характерны их гломеропорфириновые срастания, состав которых отвечает габбро и габбронориту.

Двупироксеновые вулканиты отличаются низкой титанистостью, варьирующей глиноземистостью

и низким содержанием щелочей. Количество оксида калия обычно не превышает 0.5 %, а содержания Ва и Sr повышены, что позволяет относить рассматриваемые породы к толеитовой серии. Для этих пород характерны плоские графики распределения РЗЭ и низкие отношения $[La/Sm]_N=0.6-2.2$ и $[La/Yb]_N=0.36-4.0$ сравнительно с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов. Особенно значительно двупироксеновые вулканиды деплетированы тяжелыми редкими элементами (HREE).

В табл. 6 приведено сравнение составов порообразующих минералов габбро и габброноритов с составом порфировых вкрапленников бонинитов и

двупироксеновых базальтоидов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер. Как видно из таблицы, составы плагиоклаза и пироксенов габброидных пород перекрывают пределы колебаний состава порфировых вкрапленников вулканидов. Оливин бонинитов является значительно более магниальным, чем оливин габброидов, и аналогичен составу оливина кумулятивных и релитовых перидотитов этого региона [5]. Более магниальным составом отличаются и ортопироксены бонинитов. Оливин в бонинитах образует как ранняя ликвидусная фаза, реагируя с расплавом с началом кристаллизации ортопироксена. Более значительные вариации по составу отмеча-

Таблица 6. Состав порообразующих минералов габбро и габброноритов и вкрапленников бонинитов, двупироксеновых базальтов и андезибазальтов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

Обр.	Ol	Orx	Срх	Pl	Примечание	
Габбронориты и оливиновые габбронориты						
H17-78/31	Fo ₇₅₋₇₉	En ₇₈₋₇₉	Wo ₄₈₋₅₂ En ₃₇₋₄₅ Fs ₅₋₁₂	An ₉₁₋₉₃	Ol габбронорит	
H17-78/42	Fo ₈₃₋₈₆	-	Wo ₄₈ En ₄₄ Fs ₈	An ₉₇₋₁₀₀	Ol габбронорит	
H17-82/4	-	En ₇₄₋₇₅	Wo ₄₈₋₄₉ En ₄₁₋₄₂ Fs ₁₀₋₁₁	An ₈₇₋₅₈	Ol габбронорит	
H17-92/25	Fo ₇₆₋₇₇	En ₇₆₋₇₇	Wo ₄₉₋₅₀ En ₄₅ Fs ₅₋₆	An ₉₁₋₉₉	Ol габбронорит	
H17-78/51	-	En ₇₄	Wo ₄₇₋₅₀ En ₄₀₋₄₃ Fs ₁₀₋₁₁	An ₈₈₋₆₀	Габбронорит	
H17-80/29	-	En ₆₆₋₆₇	Wo ₄₀₋₄₄ En ₃₅₋₄₃ Fs ₁₈₋₃₂	An ₆₆₋₂₁	Габбронорит с пижонитом, бедным кальцием ферроавгитом и ортоклазом	
H17-82/2	-	En ₆₁₋₆₂	Wo ₄₅₋₄₇ En ₃₉₋₄₀ Fs ₁₃₋₁₅	An ₈₄₋₅₄	Габбро-долерит	
H17-87/45-5	-	En ₈₃₋₅₀	Wo ₄₀₋₄₁ En ₃₆₋₅₀ Fs ₉₋₂₄	An ₈₆₋₃₇	Габбро-долерит из зоны вулканического чехла	
Габбро и оливиновые габбро						
H17-76/67-5	Fo ₈₂	-	Wo ₄₈₋₅₀ En ₄₅₋₄₆ Fs ₅₋₆	An ₉₇₋₉₈	Ol габбро	
H17-78/35	Fo ₈₃₋₈₄	-	Wo ₄₆₋₄₇ En ₄₆₋₄₇ Fs ₇	An ₉₂₋₉₅	Ol габбро	
H17-78/79-13	Fo ₈₂₋₈₃	-	Wo ₄₅₋₄₉ En ₄₅₋₄₈ Fs ₆₋₈	An ₉₂₋₉₃	Ol габбро	
H17-77/26	-	-	Wo ₅₀₋₅₁ En ₃₈₋₃₉ Fs ₁₀₋₁₁	An ₉₂₋₈₅	Габбро	
H17-76/76-4	-	-	Wo ₄₅₋₄₇ En ₃₄₋₃₅ Fs ₁₉₋₂₁	An ₅₅₋₄₃	Габбро-долерит	
H17-92/19	-	-	Wo ₃₄₋₄₃ En ₃₀₋₄₈ Fs ₈₋₃₆	An ₈₈₋₇₂	Долерит с магниальным пижонитом	
Двупироксеновые базальты, андезибазальты, андезиты и андезидациты						
H17-76/67-1	-	En ₇₀₋₇₁	Wo ₃₁₋₄₀ En ₄₅₋₅₂ Fs ₁₅₋₁₇	An ₇₀₋₆₇	Базальт	
H17-78/62a	Fo ₈₅	En ₇₉₋₈₄	Wo ₂₇₋₄₁ En ₅₀₋₅₉ Fs ₈₋₁₄	An ₈₃₋₇₉	Базальт	
H17-78/63	-	En ₇₃₋₇₅	Wo ₂₄₋₄₀ En ₃₈₋₄₃ Fs ₁₄₋₂₃	An ₇₄₋₆₂	Базальт; An ₅₅ - микролиты основной массы	
H17-79/2	-	En ₆₆₋₇₂	Wo ₃₄₋₃₈ En ₃₅₋₄₃ Fs ₂₃₋₂₇	An ₆₆₋₆₇	Андезибазальт	
H17-79/3	-	En ₆₀₋₆₈	Wo ₃₉₋₄₀ En ₃₇₋₄₂ Fs ₁₉₋₂₃	An ₇₀₋₄₇	Долерито-базальт	
H17-79/8	-	En ₇₁₋₇₂	Wo ₄₁₋₄₂ En ₄₀₋₄₅ Fs ₁₅₋₁₈	An ₈₅₋₆₇	Андезит; An ₆₃ - микролиты основной массы	
H17-81/22	-	En ₇₅₋₇₆	Wo ₃₇₋₄₁ En ₄₇₋₄₈ Fs ₁₂₋₁₅	An ₈₉₋₇₅	Базальт; An ₆₂₋₅₃ - микролиты основной массы	
H17-84/5	-	En ₆₁₋₆₃	Wo ₄₀₋₄₂ En ₃₉₋₅₁ Fs ₁₈₋₃₀	An ₇₅₋₆₄	Андезидацит с пижонитом и бедным кальцием авгитом	
H17-89/1	-	En ₆₄₋₇₂	Wo ₃₉₋₄₂ En ₄₅₋₄₇ Fs ₁₃₋₁₄	An ₆₇₋₆₁	Андезит	
Туфы бонинитов						
H17-76/35	Fo ₈₈₋₉₀	En ₈₂₋₈₅	Wo ₃₈₋₄₁ En ₄₄₋₅₀ Fs ₈₋₁₉	Н.о.	Обломок из туфа	
H17-76/36	-	En ₇₇₋₈₅	Wo ₃₆ En ₅₀₋₅₃ Fs ₁₀₋₁₄	Н.о.		
H17-76/39	Fo ₈₄₋₉₀	En ₈₀₋₈₇	Wo ₃₉₋₄₂ En ₄₉₋₅₂ Fs ₈₋₉	Н.о.	Обломок из туфа Связующая масса туфа	
H17-76/41	Fo ₈₉₋₉₀	En ₈₅	Wo ₃₅ En ₅₀ Fs ₁₅	Н.о.		
H17-77/28	Fo ₈₈₋₉₀	En ₈₅₋₈₈	Wo ₃₀₋₃₉ En ₄₂₋₅₉ Fs ₉₋₂₀	Н.о.		
H17-77/28-1	Fo ₈₉₋₉₀	En ₈₂₋₈₅	Wo ₃₀₋₃₉ En ₅₂₋₅₉ Fs ₉₋₁₅	Н.о.		
H17-80/51	Fo ₈₅₋₈₇	En ₈₁₋₈₂	Wo ₃₅₋₄₂ En ₄₉₋₅₅ Fs ₈₋₂₃	An _{85.4}		
H17-81/18	Fo ₈₉₋₉₁	En ₇₉₋₈₇	Wo ₄₅ En ₃₅ Fs ₂₀	Н.о.		
H17-94/1	Fo ₈₇₋₈₉	En ₈₃₋₈₅	Wo ₃₆ En ₅₁ Fs ₁₃	Н.о.		Содержит самородное железо

Примечание. Использованы данные табл. 3 и 4, а также [5] и неопубликованные данные авторов. Н.о. – не обнаружен.

ются для моноклинного пироксена вкрапленников вулканитов по сравнению с габброидами. Это связано с преимущественной кристаллизацией на ранних этапах формирования бонинитов малокальциевых пироксенов, сменяющихся позднее высококальциевыми разностями. Сходство составов породообразующих минералов габброидов зоны разлома Хантер с минералами двупироксеновых вулканитов и бонинитов подчеркивает их тесную генетическую связь и формирование из единого глубинного магматического источника, испытавшего значительную дифференциацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолого-геофизические исследования и детальное драгирование зоны разлома Хантер, являющегося восточным продолжением островодужной системы Вануату, позволило установить, что в его строении принимают участие два разновозрастных структурных яруса – зона меланжа и перекрывающий ее вулканический чехол [7]. Предполагается, что формирование зоны меланжа, послужившей фундаментом для заложения вулканического чехла, произошло в позднемиоцен-раннеплиоценовое время за счет распада, скупивания и структурной перестройки единой островодужной системы Витязя, обусловивших переориентацию с запада на восток зоны субдукции и начало раскрытия Северо-Фиджийского окраинного бассейна.

В зоне меланжа установлен широкий спектр магматических и вулканических пород офиолитового комплекса, включающего массивные и кумулятивные габброиды и перидотиты расслоенных интрузивов, ассоциирующих с тектонизированными гарцбургитами, дунитами и лерцолитами реститовой природы и раннеостроводужными вулканитами (двупироксеновыми базальтоидами и вулканокластическими бонинитами).

Показано, что кумулятивные ультраосновные породы генетически связаны с кумулятивными габброидами, а не с реститовыми перидотитами. Габброидные породы представлены кумулятивными габбро и габброноритами и, меньше, их массивными разностями, минеральные особенности которых позволяют предполагать их кристаллизацию в условиях среднеглубинного магматического очага. Расчеты, проведенные с использованием эмпирического амфиболового геотермобарометра, подтвердили этот вывод. Установлено, что буровато-зеленый амфибол, кристаллизующийся в габброидах из позднемагматического расплава, формируется при давлении около 4–6 кбар и при диафорезе, осуществляемом при дав-

лении около 1 кбар, замещается актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. Широкое распространение позднемагматического амфибола в изученных габброидах и наличие в их парегенезисах практически незонального очень основного плагиоклаза свидетельствует о высоком содержании водного флюида в исходном базитовом расплаве.

Тесная пространственная связь габбро и габброноритов офиолитового комплекса с раннеостроводужными вулканическими породами зоны меланжа, сходство их минеральных ассоциаций и составов минералов свидетельствуют об их генетической связи и формировании из единого глубинного магматического очага, испытавшего значительную дифференциацию. Петрологические данные позволяют предполагать, что габброиды офиолитового комплекса образовались в островодужной обстановке, а не в условиях срединно-океанического хребта.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим долгом выразить искреннюю признательность руководителю экспедиции И.К. Пущину, капитану и команде НИС «Академик Александр Несмеянов» за помощь и сотрудничество.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и петрология зон глубоководных желобов Запада Тихого океана / И.Н.Говоров, ред. М.: Наука, 1991. 260 с.
2. Дюбуа Ж., Равен К., Обертон А., Луи Ж., Гийом Р., Лоне Ж., Монтадер Л. Континентальные окраины вблизи Новой Гвинеи // Геология континентальных окраин / К.Берк и Ч.Дрейк (ред.). М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 226–241.
3. Малеев Е.Ф. Вулканыты: Справ. М.: Недра, 1980. 240 с.
4. Мишкин М.А. О природе метаморфических пород дна Берингова моря // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 4. С. 641–644.
5. Петрологические провинции Тихого океана / Ю.М.Пуцаровский, И.Н.Говоров, ред. М.: Наука, 1996. 444 с.
6. Тарарин И.А. Вариации состава вулканического стекла бонинитов южной части Новогвинеидского желоба (Тихий океан) // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 1. С. 86–88.
7. Тарарин И.А., Злобин С.К., Колесов Г.М., Седых Э.М., Чубаров В.М., Философова Т.М. Островодужный магматизм зоны разлома Хантер (Северо-Фиджийский бассейн, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 6. С. 78–98.
8. Auzende J.M., Eissen J.P., Lafoy Y., Gente P., Charlou J.L. Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific) // Tectonophysics. 1988. V. 146, N 1–4. P. 317–351.
9. Auzende J.M., Lafoy Y., Marsset B. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (Southwest Pacific) // Geology. 1988. V. 16, N 10. P. 925–929.
10. Bender J.F., Hodges F.N., Bence A.E. Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area: Experimental study from 0 to 15 kbar // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41, N 3. P. 277–302.

11. Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: An Island Arc ophiolite // D.E.Hayes (ed.). The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands (Pt. 2). Union Geophys. Monogr. Ser. 27. 1983. P. 294–317.
12. Buerly G. The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading center // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, N 7. P. 3797–3810.
13. Crawford A.J., Fallon J.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. L.: Unwin Hyman, 1989. P. 1–49.
14. Eissen J.-P., Lefürre C., Maillet P., Morvan G., Nohava M. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S // Marine Geol. 1991. V. 98, N 2/4. P. 201–239.
15. Elthon D., Casey J.F., Komor S. Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: Evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts // J. Geophys. Res. 1982. V. 87, N 10. P. 8717–8734.
16. Elthon D., Scarfe C.M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // Amer. Mineral. 1984. V. 69, N 1–2. P. 1–15.
17. Falvey D.A. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides // Austral. Soc. Explorat. Geophys. Bull. 1978. V. 9. P. 117–123.
18. Flower M.J. Accumulation of calcic plagioclase in ocean ridge tholeiite: an indication of spreading rate? // Nature. 1980. V. 287, N 5782. P. 530–532.
19. Fujii T., Bougault H. Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62, N 2. P. 283–295.
20. Fujii T., Kushiro I. Melting relations and viscosity of abyssal tholeiite // YearBook Carnegie Inst., Wash., 1977. V. 76. P. 461–465.
21. Gill J.B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and South Fiji Basin // J. Geol. 1987. V. 95, N 5. P. 589–615.
22. Gill J.B., Gorton M. A proposed geological and geochemical history of Eastern Melanesia // P.Coleman (ed.). The Western Pacific-Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry. W. Austral Univ. Press. 1973. P. 543–566.
23. Gill J.B., Whelan P. Early rifting of the oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4561–4578.
24. Grove T.L. and Bryan W.B. Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: An experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 84, N 4. P. 293–309.
25. Hamburger M.W., Isacks B.L. Deep earthquakes in the South Pacific: A tectonic interpretation // J. Geophys. Res. 1987. V. 92, N B13. P. 13841–13854.
26. Hodges F.N., Papike J.J. DSDP site 334: Magmatic cumulates from oceanic layer 3 // J. Geophys. Res. 1976. V. 81, N 23. P. 4135–4151.
27. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al., (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, 125. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 1992. P. 445–486.
28. Jacques A.L. Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, northern Papua, New Guinea // J. Petrol. 1981. V. 22, N 1. P. 1–40.
29. Johannes W. Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O and Qz-Ab-An-H₂O at P_{H₂O}=5 kbars, an equilibrium problem // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66, N 3. P. 295–303.
30. Kushiro I., Thompson R.N. Origin of some abyssal tholeiites from the Mid-Atlantic Ridge // YearBook Carnegie Inst., Wash., 1972. V. 71. P. 403–406.
31. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Canad. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
32. Maillet P., Monzier M., Eissen J.-P. and Louat R. Geodynamics of an arc-ridge junction: the case of the New Hebrides Arc / North Fiji Basin // Tectonophysics. 1989. V. 165, N 1–4. P. 251–268.
33. Malahoff A., Feden R.H., Fleming H.S. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand // J. Geophys. Res. 1982. V. 87, N 5. P. 4109–4125.
34. Matthey D.P., Muir I.D. Geochemistry and mineralogy of basalts from the Galapagos spreading center. Deep Sea Drilling Project, Leg 54 // Initial Reports DSDP. 1980. V. 54. P. 755–771.
35. Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Ti, V, Cr and Ni // Amer. J. Sci. 1975. V. 275, N 3. P. 265–277.
36. Moberly R. Youthful oceanic lithosphere of marginal isles, western Pacific // Proceed. 12th Pacific Sci. Congr. Canberra, 1971. P. 393.
37. Nwe Y.Y. Two different pyroxene crystallization trends in the trough bands of the Skaergaard intrusion, East Greenland // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. V. 49, N 4. P. 285–300.
38. Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L. An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 118, N 4. P. 420–432.
39. Pushchin I.K., Konovalov Yu. I., Tararin I.A. Composition and structure of oceanic crust in the southern part of the New Hebrides arc-trench system // Abstr. 29th Internat. Geol. Congr., Kyoto, 24Aug.-3 Sept., 1992, V. 2. P. 307.
40. Shibata T. Phenocryst-bulk rock composition relations of abyssal tholeiites and their petrogenetic significance // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40, N 11. P. 1407–1417.
41. Shipboard Scientific Party. Introduction // Proc. ODP, Init. Rep., 134. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 5–18.
42. Sigurdsson H. First-order major element variation in basalt glasses from the Mid-Atlantic Ridge 29°N to 73°N // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N 10. P. 9483–9502.
43. Sigurdsson I.A., Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Eggins S.M. and Zlobin S.K. Primitive island arc and oceanic lavas from the Hunter Ridge-Hunter Fracture Zone. Evidence from glass, olivine and spinel composition // Mineral. and Petrol. 1993. V. 47. P. 149–169.
44. Smewing J.D. Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: Evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N B4. P. 2645–2659.

45. Stakes D.S., Shervais J.W., Hopson C.A. The volcanic tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR valleys, Mid-Atlantic Ridge (36°47'N): Evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the valley midsections, AMAR 3 // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N B8. P. 6995–7028.
46. Walker D., Shibata T., DeLong St.E. Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. II. Phase equilibria and mixing // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 70, N 2. P. 111–125.

Поступила в редакцию 20 августа 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

I.A. Tararin, V.M. Chubarov, T.M. Filosofova

Petrology and origin of gabbroic rocks of the ophiolite assemblage from the Hunter Fracture Zone (Pacific Ocean)

Dredge collections from the Hunter Fracture Zone include massive and cumulate textured gabbroic and ultramafic rocks and volcanic rocks ranging from basaltic to rhyolitic in composition. The ultramafic rocks are largely serpentized harzburgite and lherzolite; their relict mineralogy is typical of peridotite considered to be the refractory residue of partial melting of the mantle. Cumulate textured ultramafic rocks probably are related to the cumulate gabbro and granodiorite rather than to the residual mantle material. The gabbroic rocks are dominantly cumulate textured Pl-Opx-Cpx±Ol gabbronorite and Pl-Cpx±Ol gabbros; the mineral features of these rocks are the result of their crystallization at moderate pressure (in a moderate level magma chamber). The massive Pl-Cpx±Ol gabbros are less common. Green and brown-green Ca-amphibole has partially or totally replaced the clinopyroxene in many samples. There is an overlap in mineral chemistry between the cumulate rocks and the Opx-Cpx-Pl volcanic rocks and boninites. We interpret this as the indication that the cumulate rocks were cogenetic with Opx-Cpx-Pl volcanic rocks and that they both constitute the remnants of an island arc volcanic-plutonic series. The petrologic evidence indicates that ophiolite gabbroic rocks were derived from an island-arc rather than from a mid-ocean ridge.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕМЕЛОВОЙ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПЕНЖИНСКОМ ПРЕДДУГОВОМ БАССЕЙНЕ

*М.И. Тучкова**, *К.А. Крылов**, *В.Н. Григорьев**, *П.В. Маркевич***

**Геологический институт РАН, г. Москва,*

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

Кластогенные породы Пенжинского бассейна охарактеризованы по составу песчаников и ассоциаций минералов тяжелой фракции на основании 64 анализов. Установлено, что минеральный состав песчаников, развитых в терригенных отложениях нижнего мела п-овов Елистратова и Маметчинского, одинаков. Выявлены две ассоциации раннемеловых песчаников: 1) песчаники берриас-валанжинского возраста, которые образовались при размыве пород гранитно-метаморфических комплексов западной зрелой континентальной окраины; 2) песчаники готеривского возраста, образовавшиеся в результате размыва вулканогенных пород островной дуги. Ассоциации песчаников готерива включают три разных типа, каждый из которых определяется характером островодужного вулканизма.

Ключевые слова: песчаники, минеральный состав, источник сноса, осадконакопление, геодинамика, ранний мел, Пенжинская губа.

ВВЕДЕНИЕ

Различным аспектам геологии Северо-Востока России посвящен ряд работ, однако литологическим исследованиям, в частности, изучению минералогии терригенных отложений этого региона, до недавнего времени уделялось недостаточное внимание. Начиная с середины восьмидесятых годов, в ряде работ рассматриваются литологические и минералогические аспекты строения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ активной континентальной окраины Западной Пацифики (от Филиппинского моря до Корякского нагорья) [3, 10–13, 17, 28, 30, 31, 33; 34 и др.]. Выяснилось, что проводимые на новом уровне минералого-петрографические исследования, выявляющие эволюцию источников сноса и палеогеографию, в совокупности с тектоническими и стратиграфическими, позволяют достаточно достоверно реконструировать палеогеодинамические обстановки в бассейнах осадконакопления.

Стратиграфия, строение и, в небольшой степени, литология образований нижнего мела на территории п-овов Елистратова и Маметчинского, расположенных в северной части Охотского моря, были изучены ранее [1, 3, 6, 14, 19 и др.]. Однако вопросы сопоставления и корреляции этих отложений, реконструкции осадочных бассейнов и геодинамических об-

становок их формирования оставались открытыми. Задача нашего исследования заключалась в изучении особенностей седиментации, установлении и сравнении минерального состава и источников питания нижнемеловых отложений на п-овах Елистратова и Маметчинском.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Структуры Северо-Востока Азии являются частью мезозойско-кайнозойского орогенического пояса, обрамляющего Тихий океан. Рассматриваемые нижнемеловые отложения относятся к Западно-Корякской складчатой системе и являются частью сложно построенного верхнеюрско-нижнемелового комплекса. Существующие в настоящее время представления о строении этой территории исходят из существования террейнов различного типа и возраста [18]. Некоторые исследователи предполагают, что раннемеловые отложения Пенжинской губы накапливались в преддуговом прогибе, который на западе был ограничен Удско-Мургальской островной дугой, а на востоке – аккреционным поднятием Куьюльского офиолитового террейна [21–23, 26, 27, 29].

На п-овах Елистратова и Маметчинском нижнемеловые (доальбские) образования прослеживаются в виде отдельных разрозненных выходов и представлены осадочными и вулканогенно-осадочными обра-

зованиями (рис.1), расчлененными, по данным предыдущих исследований, на три комплекса: **берриас-валанжинский** – кингивеевская и мялекасынская свиты, **готеривский** – тылакрыльская свита, **баррем-аптский** – кармаливаямская, тихореченская и кедровская свиты [1, 2, 6, 14, 19 и др.]. Исследования последних лет показали, что из нижнемелового разреза должна быть исключена кингивеевская свита, сложенная базальт-кремнистой ассоциацией пород, для которой установлен более древний, триас-юрский возраст и которая имеет тектонические контакты с нижнемеловыми терригенными породами [4, 5].

На *п-ове Маметчинском* известен полный разрез нижнего мела, часть которого (мялекасынская, тылакрыльская и кармаливаямская свиты) была изучена в береговых обрывах от мыса Водопадный до середины полуострова (м. Мамет). На *п-ове Елистратова* наиболее полный разрез нижнемеловых отложений (мялекасынская и тылакрыльская свиты) и изучался в бухте Горных Кузнецов.

СТРОЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ

П-ов Елистратова. Разрез составлен по описаниям разрозненных обнажений. В основании он представлен преимущественно грубообломочными отложениями, залегающими на породах дайкового комплекса офиолитовой ассоциации. В составе пород **берриас-валанжинского** возраста (мялекасынской свиты) встречаются отложения потоков, часто грубозернистые, содержащие линзы песчано-алевритовых пород, типичны олистостромы и горизонты конгломерато-брекчий. В олистостромах отмечаются пачки чередования песчано-глинистых пород, гравелитов и конгломератов, часто с градационной слоистостью или со следами оползания, а также олистолиты пород дайкового комплекса и кремнисто-глинистых пород, нередко брекчированных. Галька и валуны в конгломератах (размером 0.2–0.5 м) плохо окатаны, но имеют сглаженные края и представлены обломками песчаников, алевролитов, гранитоидов, габбро, базальтов.

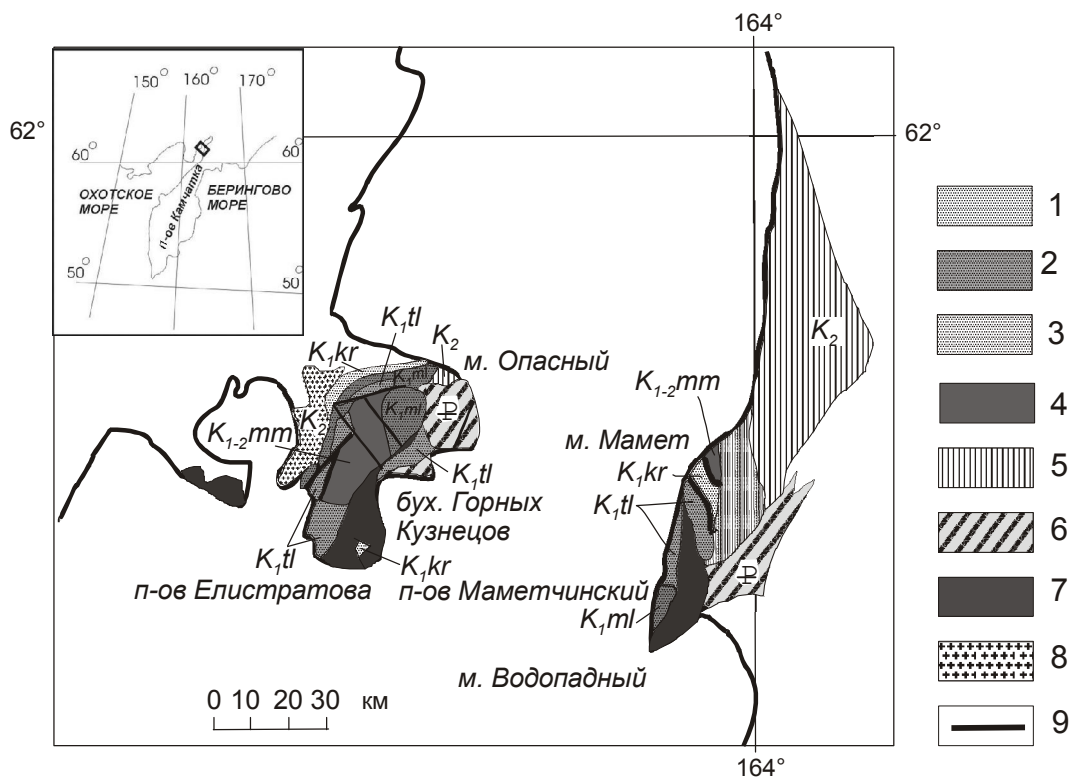


Рис. 1. Геологическая карта обрамления Пенжинской губы, с упрощениями.

На врезке – положение района исследований.

1–3 – отложения нижнего мела: 1 – мялекасынская свита (K_{1ml}), 2 – тылакрыльская свита (K_{1tl}), 3 – кармаливаямская свита (K_{1kr}); 4 – отложения маметчинской свиты (K_{1-2mm}); 5 – верхнемеловые отложения; 6 – палеогеновые отложения (P); 7 – ультраосновные породы раннего мела; 8 – граниты позднего мела (K_2); 9 – главнейшие разломы.

Датирование разреза произведено на основании находок аммонитов, белемнитов и плохой сохранности бухий (часто содержащихся в линзах конгломератов), а также немногочисленных находок радиолярий.

В разрезе **готеривского** возраста (тылакрьельская свита) отмечается широкое распространение туфогенных пород – туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Характерно флишеподобное чередование песчаников, алевролитов, туфогенных разностей с линзовидными прослоями известковистых пород, содержащих конкреции. Туфогенные разности образуют в разрезе три характерные пачки чередования, мощностью 20–30 м, которые могут служить маркирующими горизонтами. Во фрагментах разреза, расположенных вблизи тектонического контакта с дайковым комплексом, среди зеленовато-серых алевролитов залегают прослой или линзы конгломератов, сланцев, песчаников и туфов.

П-ов Маметчинский. Разрез отложений нижнемелового возраста здесь представлен более полно и охватывает постепенно переходящие друг в друга все три рассматриваемых возрастных комплекса. В составе **берриас-валанжинских** отложений (мялекасынская свита) разрез представлен переслаивающимися мелко-, среднезернистыми песчаниками с серыми песчанистыми алевролитами, иногда встречаются прослой туфобрекчий (мощностью 0.5–0.7 м), песчаников (до 10 м) и кремнистых алевролитов. Алевролиты содержат округлые глинисто-известковые конкреции. В отложениях мялекасынской свиты обнаружено большое количество ископаемых остатков (иноцерам, бухий, ростров белемнитов), которые позволяют уверенно датировать эти образования. Однако в целом отложения мялекасынской свиты на Маметчинском п-ове имеют ограниченное распространение, их видимая мощность не превышает 100 м.

Разрез отложений **готеривского** возраста (тылакрьельская свита), как и на п-ове Елистратова, представлен флишеподобным чередованием пород и характеризуется широким развитием туфов, туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, встречаются редкие прослой туфобрекчий андезибазальтов. В разрезе наблюдается ритмичное чередование песчаников и алевролитов, представленное прослоями песчаников (1–1.5 м) с пачками переслаивания алевролитов (0.5–2.0 м) и песчаников (5–10 см). Среди песчаников описаны как мелко-, так и крупнозернистые разности. В составе некоторых пачек разреза обнаружена макрофауна (преимущественно иноцера-

мы) [6 и др.]. В прослоях конгломератов в основании тылакрьельской свиты встречаются гальки базальтов, андезибазальтов и осадочных пород. В верхних частях разреза свиты, помимо этого, встречаются гальки гранодиоритов, плагиогранитов, кварцитов и трахитоидов (количество последних увеличивается в верхней части разреза).

Образования кармаливаямской свиты, согласно перекрывающей готеривские образования, представлены туфотерригенными алевролитами, песчаниками, туфами, туфогравелитами и туфобрекчиями, отмечаются пачки с тонким и грубым флишеподобным переслаиванием, для которого характерно чередование дистальных турбидитов и контуритов с "фоновыми" отложениями алевроаргиллитов. В нижней части свиты остатки фауны не часты, выше их количество возрастает [6].

МЕТОДИКА МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералого-петрографическое изучение песчаников позволяет установить характер размывавшихся пород в области питающих провинций, судить о степени однородности пород, процессах смешения осадочного материала, а также об эволюции минерального состава песчаных пород. При этом важно методически обоснованное последовательное изучение пород, то есть: 1) общее описание шлифов с отмечаемыми характерными особенностями, 2) изучение количественного состава обломочных компонентов с детализацией их состава, и особенно обломков пород, 3) изучение минералов тяжелой фракции, 4) изучение вторичных изменений пород, включающее описание структур, состава новообразованных минералов и взаимоотношений последних с минералами петрофонда.

Минералого-петрографическое изучение нижнемеловых псаммитов проводилось в стандартных петрографических шлифах, при этом образцы отбирались из опорных для региона геологических разрезов. Результаты подсчета главных породообразующих компонентов наносились на треугольную диаграмму по методике, разработанной В.Д. Шутовым [32]. Генетические типы кварца определены по методике И.М. Симановича [20], изучены также типы полевых шпатов и обломков пород. В некоторых случаях их подсчет был осложнен трудностями в диагностике обломков измененных пород, что снижает точность подсчетов.

Тяжелые минералы из песчаников выделены по стандартной методике. Из подсчетов исключались аутигенные минералы (хлорит, рудные, железистые карбонаты). Содержания минералов пересчитыва-

лись на 100 % и наносились на треугольные диаграммы, разработанные на основе вещественного состава современных осадков окраинных морей Тихого океана [17, 35]. Для этого среди минералов тяжелой фракции было выделено три группы: 1 – минералы-индикаторы гранитно-метаморфических комплексов (циркон, турмалин, монацит, ставролит); 2 – минералы-индикаторы метаморфических пород (эпидот, гранат, периклаз, корунд, хлоритизированные мафические минералы); 3 – минералы-индикаторы магматических пород (оливин, все пироксены).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

П-ов Елистратова. Песчаные породы **берриас-валанжинского** возраста (мялекасынская свита) по минеральному составу [25] определены как полевошпат-кварцевые и кварцевые граувакки (рис. 2) с содержанием кварца от 16 до 26%, полевых шпатов от 7 до 18%, обломков пород – 63–67 % (табл. 1). Цемент каемочный и соприкосновения, преимущественно коррозионный, хлорит-сметтит-смешанослойный или слюдисто-сметтитовый, реже поровый хлорит-слюдистый, иногда регенерационный кварцевый.

Среди генетических типов кварца преобладающее значение имеет кварц метаморфических пород и

древних гранитоидов, а содержание вулканогенного кварца невысоко (рис. 3). Среди полевых шпатов (рис. 2а) встречается несдвойникованный калиевый полевой шпат (вероятно, типа ортоклаза, реже встречаются зерна с микропертитовыми вростками, а также микроклин с решетчатым двойникованием). Плагиоклазы представлены олигоклазом и альбитом. В составе обломков пород (рис. 2б) отмечаются обломки метаморфитов (возможно, кристаллических сланцев), пород кислого и среднего состава (диоритов, гранитов, кислых эффузивов), в незначительном количестве встречаются обломки основного состава (базальтов) и некоторое количество серпентинизированных обломков основных пород. Помимо породообразующих минералов в составе песчаников установле-

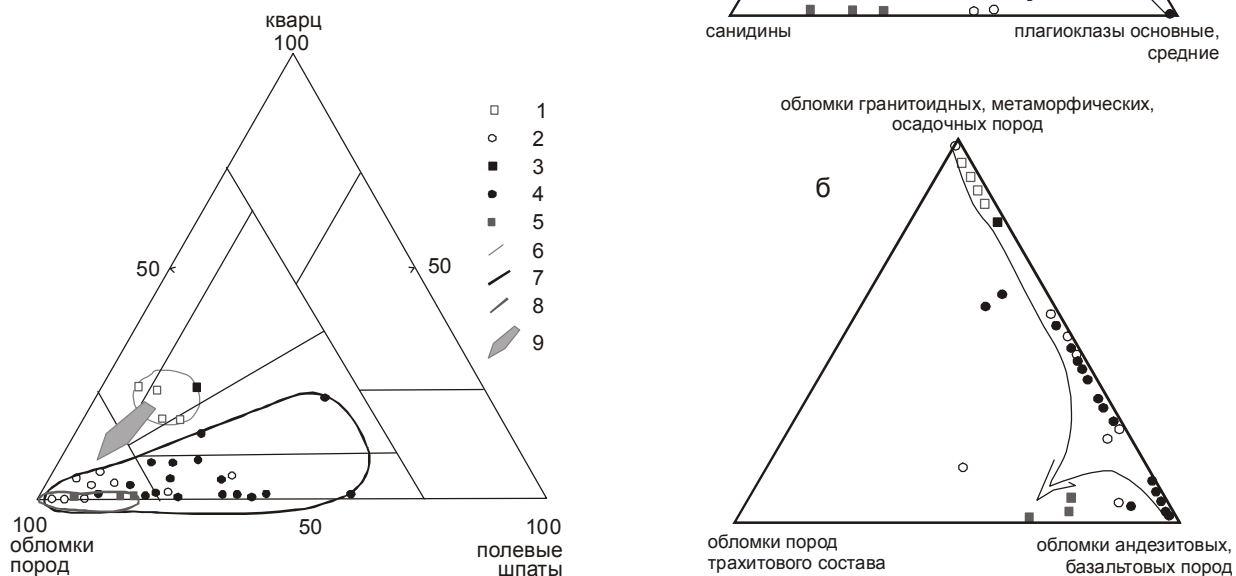


Рис. 2. Диаграмма минерального состава псаммитов раннемелового возраста обрамления Пенжинской губы (классификационные поля диаграммы по В.Д. Шутову [32]). 2а – состава полевых шпатов; 2б – состава обломков пород.

Фигуративные точки песчаных пород: 1–2 – п-ова Елистратова: 1 – мялекасынская свита, 2 – тылакрыльская свита; 3–5 – п-ова Маметчинского: 3 – мялекасынская свита, 4 – тылакрыльская свита, 5 – кармаливаямская свита; 6–8 – поля размещения точек пород: 6 – мялекасынской свиты, 7 – тылакрыльской свиты, 8 – кармаливаямской свиты; 9 – направление эволюции минерального состава.

Таблица 1. Петрографический состав псаммитов обрамления Пенжинской губы (ранний мел, п-ов Елистратова, п-ов Маметчинский).

	№ обр.	кварц	Полевые шпаты							Обломки пород						сумма
			плаг.кисл.	плаг.осн.	К.п.ш.	микрокл.	к.п.ш.	санидин	несдв.пол.шп.	Осад. и метаморф.	Гранитоиды и гнейсы	Андезиты и базальты	Трахиты	Уль-траосн.	Неопред. сред. сост.	
Мялекасынская свита, п-ов Елистратова	2506/2	34	10				5	33	6	13			29	3	133	
	2506/4	20	3				16	28	17	6			28		118	
	2506/5	17	6				11	24	9	6			25		98	
	2509/1*	32	4				5	8	45	4			25		123	
Тылакрыльская свита, п-ов Елистратова	2517/3*	2		7		6		1	11	73		16		7	123	
	2510*	5	2				4	7	14	35		3		70		
	2510/5	2	1				6	2	14	8		8	8	49		
	2516/2*	3					6	7	25	35		11	2	8	97	
	2516/10						6		52	56		10		124		
	2514/8	2		28		3	3		11	90				137		
	2514/13	2		10			7			68	10			97		
2514/9	7		17		12			5	43	2		8	94			
Мялекасынская свита, п-ов Маметчинский	911/4	18	2	1			12	7	24	11			6	81		
Тылакрыльская свита, п-ов Маметчинский	912/1			38	4				6	60				108		
	912/4			14	6				4	61				85		
	912/7			20		10			6	80				116		
	912/15	4		11	8				14	43	9			89		
	913/2													0		
	913/8													0		
	840/2	8		15	5		1	7	14	59				109		
	840/4			17			3			26				46		
	840/7	5		13			7		6	83				114		
	840/12	1	6	10	2		1		3	84				107		
	840/14	22		40			5	7	4	19				97		
	848/5	8		33			2	1	23	39				106		
	848/9	9		10			7		19	22				67		
	849/14*			16					14	26				56		
	849/22*	8		6	21				18	63				116		
906/7			24	46					57				127			
907/7	1		4	38				14	35	21			113			
Кармаливаямская свита, п-ов Маметчинский	914/2			11		2			1	56	59			129		
	914/5			2		4			2	68	20			96		

Примечание. * В составе псаммитов присутствуют обломки серпентинизированных пород. П-ов Елистратова: разрезы, описанные в бухте Горных Кузнецов: 2506–2509 – мялекасынская свита, 2517, 2510, 2516 – нижняя часть тылакрыльской свиты, 2511, 2512, 2514 – верхняя часть тылакрыльской свиты. П-ов Маметчинский: разрезы мялекасынской свиты – 911 – южнее м. Мамет; тылакрыльской свиты: 840 – м. Водопадный, 906, 907 – южный склон г. Мамет, нижняя часть тылакрыльской свиты, 848, 849 – побережье п-ова Мамет, к югу от м. Мамет, 911–913 побережье п-ова Мамет, к югу от м. Мамет, 914 – разрезы кармаливаямской свиты, побережье п-ова Мамет, к югу от м. Мамет.

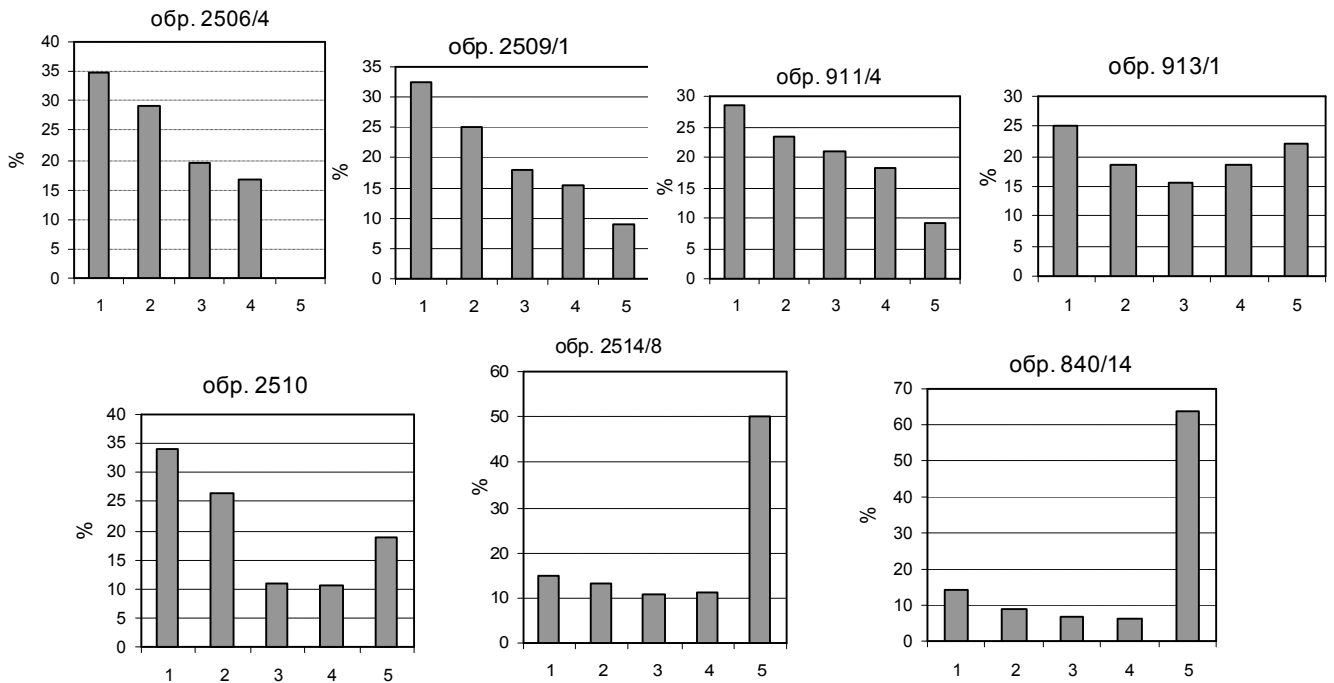


Рис. 3. Генетические типы кварца из псаммитов нижнемеловых отложений обрамления Пенжинской губы (определены по методике И.М.Симановича [20]).

1 – кварц метаморфогенных пород, 2 – кварц древних гранитоидов, 3 – кварц молодых гранитоидов, 4 – кварц жильный, 5 – кварц вулканогенный. П-ов Елистратова: мялекасынская свита – обр.2506/4, 2509/1; тылакрьльская свита – обр. 2510, 2514/8. П-ов Маметчинский: мялекасынская свита – обр. 911/4; тылакрьльская свита – обр. 840/14, 913/1.

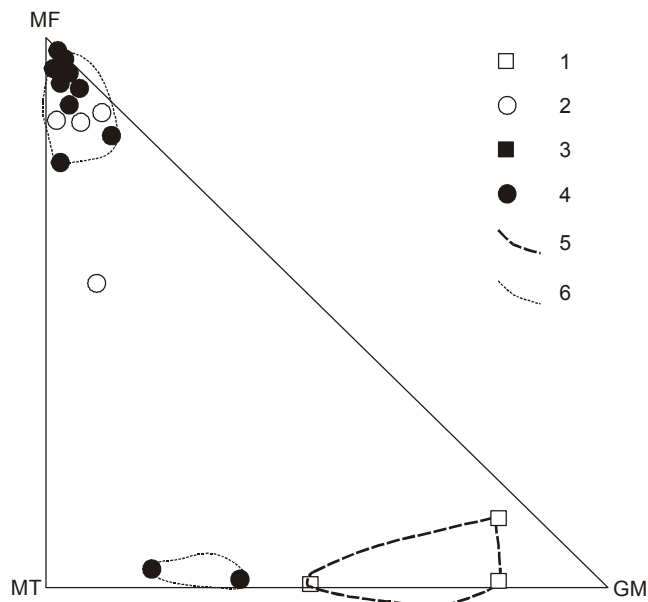


Рис. 4. Диаграмма состава тяжелой фракции из псаммитов раннемелового возраста обрамления Пенжинской губы (классификационная диаграмма В.П. Нечаева, А.П. Деркачева [17], с изменениями – из подсчетов исключены данные о содержании роговой обманки).

В вершинах диаграммы: MF – минералы-индикаторы магматических комплексов (оливин, пироксены), MT – минералы-индикаторы метаморфических комплексов (эпидот, гранат, периклаз, корунд, хлоритонд), GM – минералы-индикаторы гранитно-метаморфических комплексов (циркон, монацит, турмалин, ставролит, апатит).

1–2 – данные по п-ову Елистратова: 1 – мялекасынская свита, 2 – тылакрьльская свита; 3–4 – данные по п-ову Маметчинскому: 3 – мялекасынская свита, 4 – тылакрьльская свита; 5 – поле данных мялекасынской свиты; 6 – поле данных тылакрьльской свиты.

ны турмалин, пироксен-авгит, сфен, измененный биотит. Тяжелая фракция (рис. 4, табл. 2) в породах берриас-валанжинского возраста представлена преимущественно минералами гранитно-метаморфического комплекса – цирконом, турмалином, апатитом (более 70 %), в подчиненном количестве присутствуют гранат, минералы группы эпидот-цоизита (до 25 %).

Минеральный состав песчаных пород тылакрьльской свиты **готеривского** возраста по классификации В.Д. Шутова относится к собственно грауваккам и полевошпатовым грауваккам, хотя, вероятно, подобный тип песчаников следует называть вулканограувакками. Содержание кварца в этих породах не превышает 5–6 %, полевых шпатов – изменяется

Таблица 2. Минеральный состав (в %) тяжелой фракции из псаммитов раннемеловых отложений обрамления Пенжинской губы (мялекасынская и тылакрыльская свиты), п-ов Елистратова, бухта Горных Кузнецов.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ обр.	2506/3	2509/1	2511	2514/13	2514/9	2517/4	2516/10
гранат	19,7	9,6	5,7	7,94	11,1	0	0,44
эпидот-цоизит							
амфиболы	0	3,8			11,1	18,52	
пироксен мон.		5,8	68,6	47,32	24,4	64,8	65,8
пироксен ромб.							
оливин			зн.			зн.	
циркон	22,7	13,5	5,7	1,59	4,44	3,7	5,7
турмалин	18,2	3,8				1,85	
сфен							
апатит	16,7	19,2	5,7				
магнетит				7,94	6,7		4,8
ильменит				0,18	0,2		
хромит				11,1	11,1	7,41	4,39
пирит-марказит	22,7	42,3	14,28	20,69	28,9		18,9
лейкоксен		1,92					
слюда						2,2	1,85
количество зерен	189	155	180	250	185	126	171

Примечание. Побережье Пенжинской губы, п-ов Елистратова, бухта Горных Кузнецов: 1, 2 – мялекасынская свита, 3–7 – тылакрыльская свита.

от 3 до 30 %, обломков пород – от 60 до 96 %. Цемент поровый, соприкосновения, хлорит-сметкитовый, местами базальный цеолитовый, реже карбонатный, почти всегда коррозионный. Снизу вверх по разрезу выявлено снижение роли метаморфогенного и гранитоидного кварца и увеличение содержания кварца вулканогенного (от 16 до 45 %, рис. 3). В составе полевых шпатов наблюдается появление санидина в средней части разреза, представленного практически не окатанными и мало измененными зернами. Из других типов полевых шпатов встречается несдвойникованный калиевый полевой шпат и в меньшем количестве зерна со слабо выраженными микропертитовыми вростками. Отмечаются плагиоклазы, которые представлены олигоклазом, олигоклаз-андезином, андезином (№ 32–42). Содержание плагиоклазов более основного состава увеличивается в верхней части разреза.

Как уже было отмечено выше, в составе псаммитов преобладают обломки пород, типы которых очень информативны при палеогеографических реконструкциях. Анализ состава обломков пород и их эволюция во времени позволяют выделить три типа песчаников среди осадочных отложений готеривского возраста, развитых на полуострове Елистратова. Каждый тип песчаников накапливался в единый период осадконакопления:

(1) песчаники, накопившиеся в период активного размыва пород серпентинитового меланжа (обр.2510; 2517/3, табл. 1). В их составе установлены обломки серпентинитов, обломки базальтов, андезибазальтов, ультраосновных пород (габбро, пироксенитов), мелкозернистых силицитов, а также некоторое количество гранитов, гранодиоритов, риолитов, аплитов, часто подвергшихся эпидотизации до дезинтеграции. Обломки полуокатаны, редко окатаны, чаще угловатые.

(2) песчаники, накопившиеся в период образования туфов – в составе пород преобладают лито- и витрокластические туфы андезитов, андезибазальтов с различными структурами. Обломки угловатые и со сглаженными краями, часто деформированы в результате вдавливания одних зерен в другие, встречаются обломки рогульчатой и дугообразной формы, характерные для пепловых частиц (обр. 2511, 2512).

(3) песчаники, накопившиеся в период размыва туфовой толщи андезитового и андезибазальтового состава. В псаммитах верхней части готеривского комплекса андезитовые и андезибазальтовые обломки пород сменяются трахитовыми, при этом в незначительном количестве (до 10–12 %) присутствуют обломки среднего-кислого состава (возможно, гранофилов). Обломки неокатанные, остроугольные, иногда с чуть сглаженными краями (обр.2514, 2516).

Помимо главных породообразующих компонентов, в достаточно большом количестве (до 15–20 %) встречены зерна пироксенов (авгит, реже диопсид, эгирин-авгит), амфиболов (преимущественно роговая обманка, количество которой в некоторых участках разреза достигает 25% по подсчетам в шлифе и 10–15 % от состава тяжелой фракции), единичные зерна оливина.

В составе тяжелой фракции пород **готеривско-го** возраста преобладает пироксен (от 50 до 80 %, табл. 2), присутствует оливин (до 5–10 %), в незначительном количестве – минералы гранитно-метаморфического комплекса – гранат, циркон, турмалин (в сумме до 10 %).

П-ов Маметчинский. Минеральный состав **берриас-валанжинских** псаммитов по классификации Шутова относится к полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 2) с содержанием главных породообразующих компонентов: кварца – 25 %, полевых шпатов – 20 %, обломков пород – 55 % (табл. 1). Преобладают генетические типы кварца метаморфических пород и древних гранитоидов, остальные типы отмечаются в подчиненном количестве (рис. 3). Среди полевых шпатов преобладает несдвойникованный калиевый полевой шпат (вероятно, ортоклаз), а содержание кислых и средних плагиоклазов невысоко (рис. 2а). В составе обломочной части преобладают обломки гранитоидных и метаморфизованных осадочных пород, встречены обломки андезитов и обломки мелкозернистых силицитов, в незначительном количестве присутствуют обломки измененных серпентинитизированных пород и неопределимые породы среднего состава. Состав тяжелой фракции разнообразен (табл. 3, рис. 4), но преобладают метаморфические минералы (эпидот-цоизит, гранат, циркон, сфен и амфиболы).

Минеральный состав **готерив-барремских** псаммитов занимает поле собственно граувакк и полевошпатовых граувакк (по классификации В.Д. Шутова), но, как и подобные породы п-ова Елистратова, они могут быть названы вулканограувакками. Содержание кварца не велико и не превышает 10% (в двух случаях содержание кварца достигает 13 и 22 %), содержание полевых шпатов изменяется по разрезу от 10 до 60 %, обломков пород – от 30–35 % до 85 %. Среди типов кварца по сравнению с нижележащими отложениями увеличивается роль кварца вулканогенного (рис. 3). Из полевых шпатов наиболее распространенными являются плагиоклазы, часто зональные – олигоклаз-андезин (№ 25–32–42), а в некоторых случаях (разрез южнее м. Мамет) встречается и лабрадор. В средней части разреза готерив-

барремских отложений появляется санидин. В шлифах, кроме указанных минералов, отмечено значительное количество роговой обманки (до 30 %), пироксенов, единичные зерна слабо измененного оливина. По составу обломков пород, так же как и в нижнемеловых отложениях, расположенных на п-ове Елистратова, прослеживается три периода формирования готеривских отложений: (1) период размыва комплекса вулканогенных пород. В кластической части псаммитов содержатся обломки андезитов, базальтов, а также гранитов, плагиогранитов, альбитофиоров, иногда катаклазированных. Кроме того, встречается незначительное количество серпентинитизированных обломков (наиболее широко осадочные серпентиниты развиты в районе мыса Валижген [18, 20, 24]) и обломков ультраосновных пород. Обломки плохо окатанные, часто угловатые с чуть сглаженными краями (обр.849/14, 849/22, 848/5, 912/1, 912/4, 912/7, табл. 1). (2) период накопления туфов андезитового и андезибазальтового состава, при этом в составе псаммитовых пород присутствует незначительное количество обломков гранитоидных пород. Туфы витро- и литокластические, часто присутствуют обломки с рогульчатой и дугообразной формой. Обломки угловатые, не окатанные (обр.840/2, 840/4, 840/7, 906/7, 912/15, 848/5, 848/9). (3) период размыва, помимо андезитов и андезибазальтов, трахитоидных пород. При этом в составе псаммитов присутствует некоторое количество пород кислого состава – гранитов, гранитоидов, а также кремнистых и метаморфизованных осадочных. Обломки угловатые и полуокатанные (обр.913/8, 840/12, 840/14, 907/7).

Состав тяжелой фракции очень однообразен и представлен, в основном, моноклинным пироксеном, ильменитом и магнетитом в разных соотношениях (табл. 3), встречается хромит, амфиболы, ромбический пироксен, отмечается невысокое содержание оливина, циркона, эпидот-цоизита (не более 1, реже 5 %), в отдельных случаях содержание роговой обманки от 5–12 % (м. Водопадный, побережье м. Мамет) достигает почти 55 % (разрез южного склона г. Мамет).

В составе обломков пород кармаливаямской свиты (**баррем**), помимо андезибазальтов, широкое развитие приобретают трахиты, количество которых достигает 20–30 % от состава обломков пород (обр.914/2, 914/5).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПСАММИТОВ

Сравнение химического состава псаммитов мялекасынской, тылакрьельской и кармаливаямской

Таблица 3. Минеральный состав (в %) тяжелой фракции псаммитов из раннемеловых отложений обрамления Пенжинской губы (мялекасынская, тылакрьльская и кармаливаямская свиты), п-ов Маметчинский.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	2057	840/2	840/4	840/7	840/11	840/18	840/23	848/6	848/9	849/1	849/8	849/14
гранат	6,9			зн.	зн.	зн.		0,67	зн.		0,8	зн.
эпидот-цоизит	40				зн.	зн.		2,2	1,04	1,15	3,2	0,32
корунд												
амфиболы	3,2										0,4	1,9
пирокс. монокл.	0,9							77,1	56,47	72,02	53,38	63,63
пирокс. ромбич.	0,5				зн.			0,5	1,04	2,31	1,6	4,14
оливин					зн.		зн.			1,92		
циркон	0,9			зн.	зн.			0,16	0,35		1,2	
турмалин												
сфен	0,9											
апатит	1,4				зн.			0,5	0,35		0,4	
магнетит	6,9								1	18,75	19,5	28,1
ильменит	9,3							14,9	10,48	зн.	11,27	0,64
хромит	2,3						зн.	3,1	0,68		0,8	0,32
пирит-марказит	20,5							3,7	28,24	3,85	4,43	0,96
лейкоксен								0,8	0,35			
слюда	0,5											
количество зерен	215	282	285	264	228	261	271	287	284	211	200	226

№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
№ обр.	849/22	906/6	906/10	907/1	907/8	912/4	912/8	912/19	914/1	914/3	914/8
гранат	0,17				0,53			0,43			
эпидот-цоизит	5,5	1,38			зн.	зн.		2,56			
корунд											
амфиболы	1,4	82,56	20	6,07	1,6	1,15	0,27	зн.	1,84	0,5	0,43
пирокс. монокл.	74	зн.	50,6	85	70,36	55,22	23,94	32	90,14	17	83,38
Пирокс. ромбич.	0,88	зн.		1,01	3,2	1,73		0,43	зн.	0,73	
оливин											
циркон			0,5		зн.			0,43		0,25	
турмалин					зн.						
сфен					зн.						
апатит		0,69	4,3					0,86	зн.	0,5	
магнетит	12,3	8,5	2	2,86	20,58	39,6	74,45	14,65	7,1	56,66	13,14
ильменит	1	4,13	6,2	3,54	зн.	2	1,34	46,52	зн.	19,7	зн.
хромит	1,2	2,06	1,8		0,53	зн.	зн.	0,43	зн.	0,98	зн.
пирит-марказит	2,6		8,7			0,29		1,7			3,04
лейкоксен											
слюда		0,69	5,6								
количество зерен	188	133	157	192	149	210	190	200	360	406	200

Примечание. Побережье Пенжинской губы, п-ов Маметчинский: 1 – мялекасынская свита – разрез к югу от г. Мамет; 2–20 – тылакрьльская свита: 2–7 – разрез у м. Водопадный; 8, 9 – разрез побережья п-ова Мамет, к югу от м. Мамет, нижняя пачка тылакрьльской свиты; 10–13 – разрез побережья п-ова Мамет, к югу от м. Мамет, вторая пачка; 14–17 – низы тылакрьльской свиты разреза южного склона г. Мамет; 18–20 – разрез побережья п-ова Мамет; 21–23 – кармаливаямская свита – разрез побережья п-ова Мамет, продолжение тылакрьльской свиты.

свит указывает на его изменение в процессе эволюции. Изначально относительно высокое содержание SiO_2 (табл. 4 – 61,3 % – в породах мялекасынской свиты) к концу раннего мела существенно снижается (до 55,9 % в тылакрьльской и 51,7 % в кармаливаямской). Одновременно наблюдается повышение содержания таких оксидов, как CaO (от 4,6 % в мялекасынской, 5,04 % в тылакрьльской до 8,8 % в кармаливаямской) и MgO (1,78 % в мялекасынской, 3,07 % в тылакрьльской, и 4,3 % в кармаливаямской). На диаграмме петрохимической классификации, построенной по соотношению главных оксидов [9], (рис. 5) в песчаных породах нижнего мела эта тенденция нагляднее: отмечается снижение содержания SiO_2 от берриаса до апта с соответственным увеличением фемического компонента. Снижение коэффициента $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ предполагает уменьшение “зрелости” пород в течение раннего мела, а часто используемый при интерпретации источников питания коэффициент $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, равен 0,3–0,46, что подтверждает островодужный характер источников для нижнемеловых отложений.

Вероятно, состав граувакковых песчаников не должен отличаться от химического состава пород об-

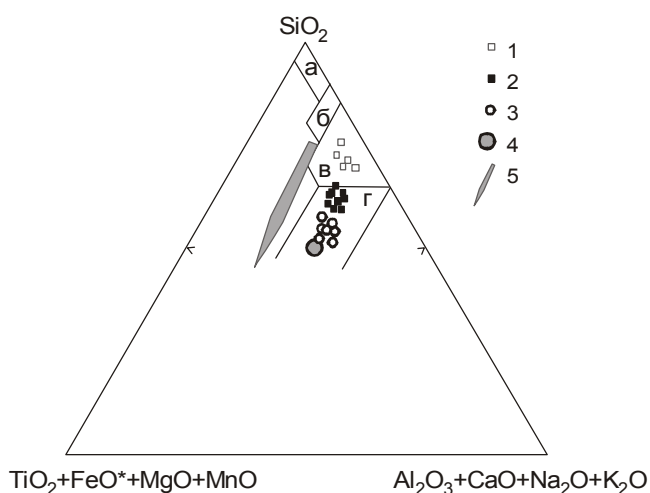


Рис. 5. Диаграмма петрохимической классификации для отложений раннемелового возраста обрамления Пенжинской губы (классификационная диаграмма А.Г. Коссовской, М.И. Тучковой, [9]).

Поля диаграммы: а – кварцевые породы, б – олигомиктовые породы, в – полимиктовые породы, г – вулканомиктовые породы. 1 – мялекасынская свита, берриас-валанжин, [3]; 2 – тылакрьльская свита, готерив (оригинальные данные К.А. Крылова, В.Н. Григорьева); 3 – кармаливаямская свита, баррем-альб (оригинальные данные К.А. Крылова, В.Н. Григорьева); 4 – базальт п-ова Елистратова, бухта Горных Кузнецов, берриас-валанжин [16]; 5 – эволюция химического состава псаммитов в отложениях нижнего мела.

ластей сноса из-за их незрелости и быстрого захоронения. Поэтому вероятно, что породы, петрохимически схожие с этими базальтами, или же они сами и являлись источниками питания для Пенжинского раннемелового осадочного бассейна. Для сравнения в таблице 4 приведены средние данные химического состава нижнемеловых базальтов Удско-Мургалской дуги (на п-ове Елистратова) [16]. Химический состав граувакк нижнего мела Пенжинской губы от среднего состава базальтов отличается пониженным содержанием оксидов титана, кальция и магния, что связано, очевидно, с разрушением основных плагиоклазов в исходных породах и удалением из них калия, который формирует новообразованные минералы – слюдистые, хлориты, смешанослойные. В то же время, в кластических породах по сравнению с предполагаемыми породами источника не отмечается повышения коэффициента $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, (табл. 4, 0,22 в базальтах и 0,23, 0,3, 0,2 соответственно в мялекасынской, тылакрьльской и кармаливаямской свитах). Это свидетельствует о том, что накопление глинистого вещества в кластических породах незна-

Таблица 4. Химический состав псаммитов обрамления Пенжинской губы (ранний мел).

	1	2	3	4	5
SiO_2	61,3	55,99	51,7	66,7	50,68
TiO_2	1	0,78	1,02	0,6	1,25
Al_2O_3	16,9	15,67	16,7	13,5	15,01
Fe_2O_3^*	6,85	7,93	8,99	5,1	8,81
MnO	0,14	0,15	0,18	0,1	0,13
CaO	4,6	5,04	8,8	2,5	8,08
MgO	1,78	3,07	4,3	2,1	6,41
Na_2O	2,98	3,26	2,6	2,9	2,57
K_2O	1,02	1,5	0,8	2	0,88
H_2O		2,2		2,4	5,86
CO_2				0,6	
C				1,2	
P_2O_5				0,1	0,36
п.п.п.	3,3	5,12		0,6	
Сумма	99,87	100,71	100	100,4	100,04
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,34	0,46	0,31	0,69	0,34
$(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$	0,23	0,3	0,2	0,36	0,22
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	3,63	3,57	3,1	4,9	3,38

Примечание. 1 – состав песчаных пород мялекасынской свиты, среднее из 6 анализов [3, табл. 9], 2 – состав пород тылакрьльской свиты, среднее из 15 анализов, оригинальные данные К.А. Крылова и В.Н. Григорьева, 3 – состав пород кармаливаямской свиты, среднее из 11 анализов [3, табл. 9], 4 – состав граувакк (Pettijohn, 1963), 5 – состав базальтов (K_1 ml) п-ова Елистратова, бухта Горных Кузнецов, среднее из 2 анализов [16].

чительно. Отметим, что химический состав средней граувакки, по Петтиджону, отличается достаточно сильно от представленных пород, так как в формировании осадков обрамления Пенжинской губы ведущую роль играли размываемые свежие вулканогенные образования основного и среднего состава, прежде всего базальты и андезибазальты, а в составе средней граувакки учитывался весь спектр пород предполагаемых источников сноса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ общей геологической ситуации, минерального и петрохимического составов псаммитовых пород позволяет сделать ряд предположений о раннемеловой палеогеографии и геодинамическом развитии изученной территории. Накопление терригенных и вулканотерригенных толщ на изученной территории в раннем мелу происходило в преддуговом бассейне. Поступление кластического материала в бассейн осадконакопления осуществлялось из источников сноса, расположенных в относительной близости.

Накопление отложений **берриас-валанжинского** возраста происходило поблизости от резких уступов склона, на континентальном склоне пассивной континентальной окраины или на преддуговом склоне желоба. О размыве островодужного материала свидетельствует некоторое количество слабоизмененных обломков пород основного-среднего состава в составе песчаников. О том, что берриас-валанжинские отложения формировались вблизи от уступов склона в относительно глубоководных условиях, свидетельствуют следующие признаки: наличие олистостромовых комплексов или их фрагментов, присутствие русловых отложений подводного конуса выноса (п-ов Елистратова) и проксимальных частей конуса выноса (п-ов Маметчинский), а местами отложений контуритов (п-ов Маметчинский, р. Веселая). В составе песчаных пород отмечаются гомогенизированные фрагменты различной степени уплотненного ила (матрикса), который является одним из признаков потоковых отложений; присутствует макрофауна плохой сохранности, подвергшаяся переносу из мелководной в относительное глубоководную зону (устное сообщение С.В. Паракецова).

Накопление отложений **готерив-баррем-аптецкого** возраста предполагается за счет другого источника сноса – вулканической дуги – и также на преддуговом склоне желоба, в глубоководных условиях. Об этом свидетельствует присутствие туфов, реже туффитов достаточно большой мощности в средней части разреза готерива, а также вулканогенных турбидитов с градиционной слоистостью.

Возможно, осадконакопление в раннемеловом бассейне происходило в условиях нормальной солёности, на прилегающей суше речные системы были слабо развитыми и поставляли незначительное количество пресной воды, так как макрофауна – бужии, иноцерамы, белемниты и аммониты – распространена практически у края континента [7, 8].

Об относительной близости источника сноса и недалеко переносе осадочного материала в составе псаммитов свидетельствуют: плохо окатанные обломки гранитоидов, с сохранением сростков кварц-полевой шпат-плагиоклаз, иногда даже гломеропорфировых (для берриас-валанжинина); остроугольные или плохо окатанные обломки вулканогенных пород с сохранением порфировых выделений цветных минералов (для готерива); наличие в составе песчаных пород высокого содержания таких нестойких при переносе минералов, как оливин, санидин, основные плагиоклазы (типа андезина-лабрадора), пироксены (моноклинные и ромбические), роговая обманка. Об этом также свидетельствует и высокое содержание малоустойчивых серпентинизированных обломков в составе песчаных пород на границе мялекасынской и тылакрьельской свит, причем сохранность их такова, что определение исходной породы в большинстве случаев не составляет труда. Присутствие в разрезе п-ова Елистратова высокого содержания хорошо сохранившихся обломков серпентинитов и меньшее количество плохо сохранившихся – на п-ове Маметчинский, возможно, предполагает размыв серпентинитовых массивов в локальных участках бассейна. Об этом также свидетельствует появление «осадочных серпентинитов» в разрезе нижнемеловых отложений п-ова Валижген [24]. Но необходимы дополнительные исследования этого вопроса, который не является предметом настоящей статьи.

Таким образом, идентичность минерального состава нижнемеловых осадочных и вулканогенно-осадочных пород, распространенных на п-овах Елистратова и Маметчинском, как в целом, так и по отдельным компонентам, позволяет предположить общие для них источники сноса в течение раннего мела.

В **берриас-валанжинское** время осуществлялся размыв гранитно-метаморфических комплексов, возможно, зрелой континентальной окраины – в песчаниках преобладают гранит-гранодиоритовые обломки и циркон-эпидотовый состав тяжелой фракции. Реконструируемое направление поступления осадочного материала указывает на то, что источник гранит-гранодиоритового материала находился к западу и/или северо-западу от изученной территории в современных географических координатах.

В **готерив-баррем-аптское** время осадконакопление характеризуется усилением роли вулканического источника – интенсивно размывались породы вулканической дуги, и в составе псаммитов преобладают обломки андезитов, андезибазальтов, базальтов, трахитов. В то же время, встречаются обломки гранитоидных пород, но в незначительном количестве (до 5%), уменьшающемся к концу готерива, что предполагает продолжающееся поступление незначительного количества осадочного материала зрелой континентальной окраины. Высокое процентное содержание магнетита и ильменита (до 40 и 5–17–24% соответственно), хромита (до 10–50%) от состава тяжелой фракции и серпентинизированных обломков пород в отдельных частях бассейна (относительно свежих обломков – 65–85% от поверхности шлифа, разрез 2510 на п-ове Елистратова; разрез м. Водопадный – 5–8% измененных обломков, п-ов Маметчинский) указывает на локальный размыв пород офиолитового комплекса. Иными словами, в локальных участках сохраняется влияние внутренних поднятий на осадконакопление в бассейне, но внутри бассейна осуществляется вдольструктурный переувлажнение подводными течениями, определяющий гомогенизацию осадочного материала.

Геодинамическая эволюция раннемелового осадочного бассейна Пенжинской губы обусловлена медленной и косой субдукцией плиты Изагаги, двигавшейся в северо-западном направлении [7, 8, 15, 22]. Как было доказано ранее, разновозрастные

нижнемеловые образования, развитые севернее, в бассейне р. Таловки, интерпретируются как образования аккреционной призм [24] (рис. 6). В **берриас-валанжине** скорость движения (правильнее – скорость конвергенции) плиты Изагаги по отношению к континентальной окраине была незначительной и не сопровождалась интенсивным вулканизмом – осадконакопление в морском бассейне происходило в основном за счет размыва зрелой континентальной окраины. Поступление осадка в бассейн осуществлялось с помощью автокинетических потоков, преимущественно сиалический состав кластитов которых одинаков в песчаниках нижнего мела на п-ове Елистратова и п-ове Маметчинском. Начавшееся в **готериве** и продолжавшееся в **барреме-апте** существенное изменение в осадконакоплении проявилось в приближении источников осадочного материала к бассейну, в усилении островодужного вулканизма, интенсивном размыве вулкаников и накоплении мощных толщ вулканомиктовых турбидитов. При этом влияние островодужных серий на осадконакопление в бассейне было подавляющим, с накоплением граувакковых песчаников одинакового, андезибазальтового состава.

В то же время, в составе осадочных компонентов установлено закономерное изменение, обусловленное сменой характера синхронного вулканизма: к середине готерива андезибазальтовый вулканизм сменяется щелочным, и уже в баррем-аптское время в составе кластитов доминируют обломки трахитов и санидина.

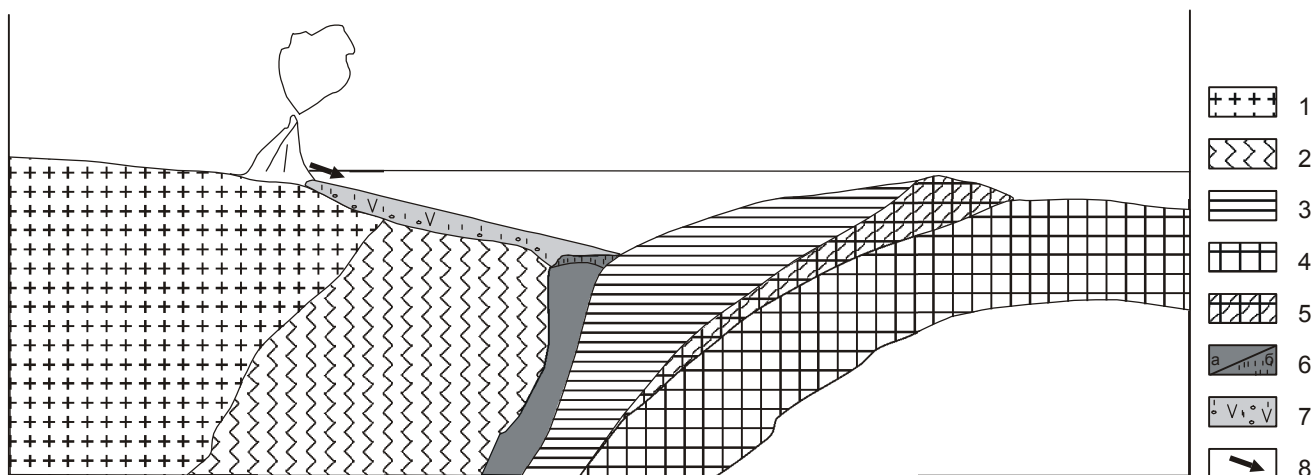


Рис. 6. Схема осадконакопления в Пенжинском преддуговом прогибе для раннемелового времени (составил С.Д. Соколов [24], с дополнениями).

1 – континентальная кора; 2 – Харитонинский и Ганычаланский террейны; 3 – Упупкинский терреин; 4 – плита Изагаги; 5 – образования аккреционной призм; 6 – серпентинитовый диапир (а) с локальными участками его размыва (б); 7 – терригенные и вулканокластические образования преддугового бассейна; 8 – направление поступления кластического материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлены основные рубежи осадконакопления в развитии осадочного бассейна преддугового типа в неокомское время, среди них выделяются: берриас-валанжинский и готерив-баррем-аптский. В начале последнего произошло резкое усиление островодужной вулканической активности по всей континентальной окраине Евразии. Это нашло отражение как в составе минерально-петрографических ассоциаций, так и в смене генетических типов отложений.

2. В доготеривский период терригенное осадконакопление контролировалось различными питающими провинциями, среди которых выделены блоки со зрелой континентальной корой и внутрибассейновые поднятия. Внутрибассейновые поднятия давали "экзотический" материал, резко отличающийся по своему составу, что нашло отражение в обогащении терригенных пород хромшпинелидами и серпентинитами.

Таким образом, минералого-петрографические исследования позволяют, в совокупности с другими данными, с большой достоверностью устанавливать палеогеографию исследуемого района, эволюцию островной дуги и характеризовать геодинамическое развитие региона в целом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 99-05-65649, и конкурса экспертизы молодых ученых РАН "Структурные связи между Палеопацификой и Южно-Ануйским океаническим палеобассейном в позднем палеозое-мезозое". Особую благодарность авторы выражают С.Д. Соколову и Д.И. Кудрявцеву, которые внесли много ценных и полезных замечаний в процессе подготовки статьи к печати. Также хотелось бы выразить признательность за консультации В.И. Муравьеву и И.М. Симановичу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 178 с.
2. Алексеев Э.С. Кузольский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.
3. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. 176 с.
4. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Пральникова И.Е. О кингивеевской свите // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 89–95.
5. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасо-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Кузольского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
6. Иванов В.В., Похиалайнен В.П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 70–107. (Тр.СВКНИИ; Вып. 49).
7. Кириллова Г.Л. Корреляция геологических и биологических событий в меловых бассейнах Юго-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, №3. С. 38–49.
8. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 3–20.
9. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К петрохимической классификации песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
10. Малиновский А.И. Геохимия и минералогия песчаников молассовой формации Олюторского прогиба (Восточная Камчатка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 128–142.
11. Малиновский А.И. Песчаники Олюторского прогиба Восточной Камчатки как показатель тектонической обстановки осадконакопления // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации современного Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР, 1987. С. 110–129.
12. Малиновский А.И., Тихонова В.И., Трушкова Н.В., О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 82–88.
13. Малиновский А.И. Псефиты молассы Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 55–89.
14. Маркевич П.В., Малиновский А.И., Михайлик Е.В. и др. Терригенные породы // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 106–132.
15. Натальин Б.А., Фор М., Геодинамика восточных окраин Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–25.
16. Некрасова Ю.С., Гундобин В.М., Рассадин Б.Ф., Котова Р.Р., Стефанович Е.Н., Климов В.Н., Корольков А.С., Козлов А.В. Отчет по геологической съемке масштаба 1:200 000, 1981–1984 гг. М., 1984 г.
17. Нечаев В.П., Деркачев А.П. Особенности осадконакопления // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 50–66.
18. Парфенов Л.М., Натапов А.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
19. Похиалайнен В.П. Сравнительная характеристика некоторых разнофациальных разрезов неокома Анадырско-Корякской складчатой области // Тр. СВКНИИ ДВНЦ. Магадан, 1970. Вып. 37. С. 11–139.
20. Симанович И.М. Кварц песчаных пород, М.: Наука, 1972. 155 с.
21. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса, М.: Наука, 1992. 182 с.
22. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н.,

- Батанова В.Г., Голозубов В.В., Лучицкая М.В., Алексутин М.В. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–16.
23. Соколов С.Д., Крылов К.А., Григорьев В.Н. Структурированные серпентинитовые меланжи. Тектоника Азии: программа и тез. совещ. М.: Геос, 1997. С. 207–209.
24. Соколов С.Д., Лагабриель И., Жерар Ж.-К., Базылев Б.А. Положение ультраосновных пород в разрезе горы Длинной (Пенжинский район, Северо-Восток России) и их тектоническая интерпретация // Бюл.МОИП, отд.геол. 2000. Т. 75, вып. 6. С. 50–55.
25. Тучкова М.И., К.А.Крылов, Григорьев В.Н., Маркевич П.В. Вопросы седиментации в раннемеловом преддуговом бассейне — Айынский террейн (Пенжинская губа, Северная Камчатка) // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии: Материалы совещ. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. Т. 1. С. 127–130.
26. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
27. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносков В.Б., Чудаев О.В. Кулюльский офиолитовый террейн / (Ред. Соколов С.Д., Ханчук А.И.) Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
28. Чамов Н.П. Вещественный состав мел-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говенско-Карагинского блока (юг Корякского нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 393–405.
29. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М., 1982. С. 70–106.
30. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 64–74.
31. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 94–106.
32. Шутов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 9–24.
33. Harbert W., Krylov K., Sokolov S., Grigoriev V.N., Alexutin M. // Tectonic and paleomagnetism of the Mametchinsky peninsula, Penzhinskaya Guba, Northern Russia: Abstract 6th Zonenshain conference on plate tectonics Moscow, February 17-20, 1998 & EUROPROBE workshop on Uralides, Programme & Abstracts. P. 175–176.
34. Khudoley A.K., Sokolov S.D. Structural evolution of the northeastern Asian continental margin: an example from the western Koryak fold and thrust belt (northeast Russia) // Geol. Mag. 1998. V. 35, N 3. P. 311–330.
35. Nechaev V.P. W.C. Isphording Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments // Journ. of Sedim. Petrol. V.63, N 6. 1993. P. 1110–1117.

Поступила в редакцию 16 июля 2001 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

M.I. Tuchkova, K.A. Krylov, V.N. Grigoryev, P.V. Markevich

Features of the Early Cretaceous terrigenous sedimentation in the Penzhina pre-arc basin

The composition of mineral and heavy fraction assemblages of Penzhina Bay clastic rocks is characterized on the basis of 64 analyses. It is established that the mineral compositions of sandstones from the Early Cretaceous terrigenous deposits of the Yelistratov and Mametchinskiy Peninsulas are similar. We define two Early Cretaceous sandstone assemblages: 1) Berriassian-Valanginian sandstones formed by scour of granite metamorphic rock complexes of the western mature continental margin, 2) Hauterivian sandstones formed by scour of island arc volcanic rocks. Hauterivian sandstone assemblages include three different types characterizing changes of island arc volcanism.

**ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ
В ЛИТОСФЕРЕ САХАЛИНА ДО И ПОСЛЕ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
27(28) МАЯ 1995 ГОДА**

Т.К. Злобин^(), А.О. Бобков^{***}**

**Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

***Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск*

****Сахалинская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы РАН,
г. Южно-Сахалинск*

Выполнен анализ относительного расположения эпицентров землетрясений в Сахалинском регионе, а также непосредственно в блоке литосферы, где располагался очаг Нефтегорского катастрофического землетрясения 27(28) мая 1995 года. Рассмотрена динамика изменений выделенной сейсмической энергии землетрясений на Сахалине по годам за 1991–1997 годы. Установлен ряд закономерностей, которые проявились перед катастрофическим Нефтегорским землетрясением в уменьшении расстояний между эпицентрами соседних землетрясений, особенностях миграции эпицентров землетрясений по долготе и широте в Нефтегорском блоке, концентрации энергии только в этом северном блоке и почти полном отсутствии ее на остальной территории Сахалина, при обычном группировании энергии в трех областях.

Ключевые слова: сейсмическая энергия, миграция эпицентров, Нефтегорское землетрясение, о. Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейшей сейсмической катастрофой на территории России было Нефтегорское землетрясение [1]. В результате этого землетрясения погибло более 2000 человек и практически стерт с лица Земли г. Нефтегорск. Естественно, такое сейсмическое событие требует самого глубокого и всестороннего изучения. Ему был посвящен ряд работ как российских, так и зарубежных ученых [1, 2, 6–9, 13 др.]. Несмотря на значительное количество опубликованных работ, некоторые аспекты этого события еще не в полной мере изучены, и, видимо, в течение еще многих лет они будут объектом внимания специалистов. В связи с этим представляется интересным выполненный нами анализ положения в пространстве очагов землетрясений, предшествовавших основному разрушительному толчку Нефтегорского землетрясения, их миграции в пространстве и расстояний между ними. Кроме того, представляет интерес рассмотреть распределение энергии землетрясений в литосфере Сахалина в предшествовавший период подготовки Нефтегорского землетрясения, а именно с

1991 по 1995 год. Рассмотрению этих вопросов и посвящена настоящая статья.

**АНАЛИЗ ОТНОСИТЕЛЬНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ
ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В САХАЛИНСКОМ
РЕГИОНЕ**

Наличие закономерностей в размещении эпицентров землетрясений и миграции очагов землетрясений в пространстве и времени отмечалось многими исследователями [3–7, 10–13].

В настоящей работе мы рассмотрели особенности расположения эпицентров землетрясений (приложение) и динамики изменения расстояний между эпицентрами землетрясений на Сахалине в период, предшествовавший Нефтегорскому землетрясению 27 мая 1995 года, и после него (1996 г.). Для этого нами были построены ежегодные карты эпицентров землетрясений с классом $K \geq 7$ на о. Сахалин за 1991–1996 годы (рис. 1–2). На основе их проведен анализ значений расстояний между соседними эпицентрами землетрясений за предшествовавшие годы, а именно – с 1991 по 1995 годы

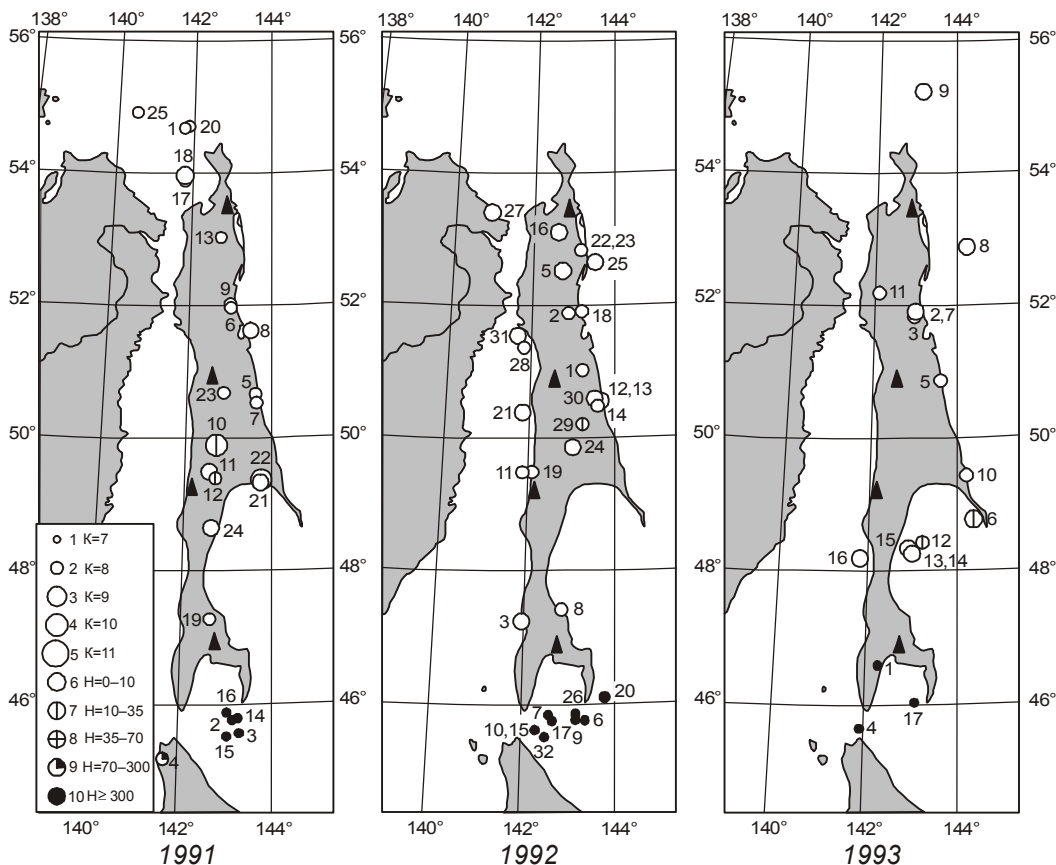


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений о.Сахалин за 1991–1993 годы.

1–5 – класс землетрясений; 6–10 – глубина очага землетрясений (в км). Арабскими цифрами обозначены номера землетрясений (приложение). Треугольниками показано положение сейсмических станций на Сахалине.

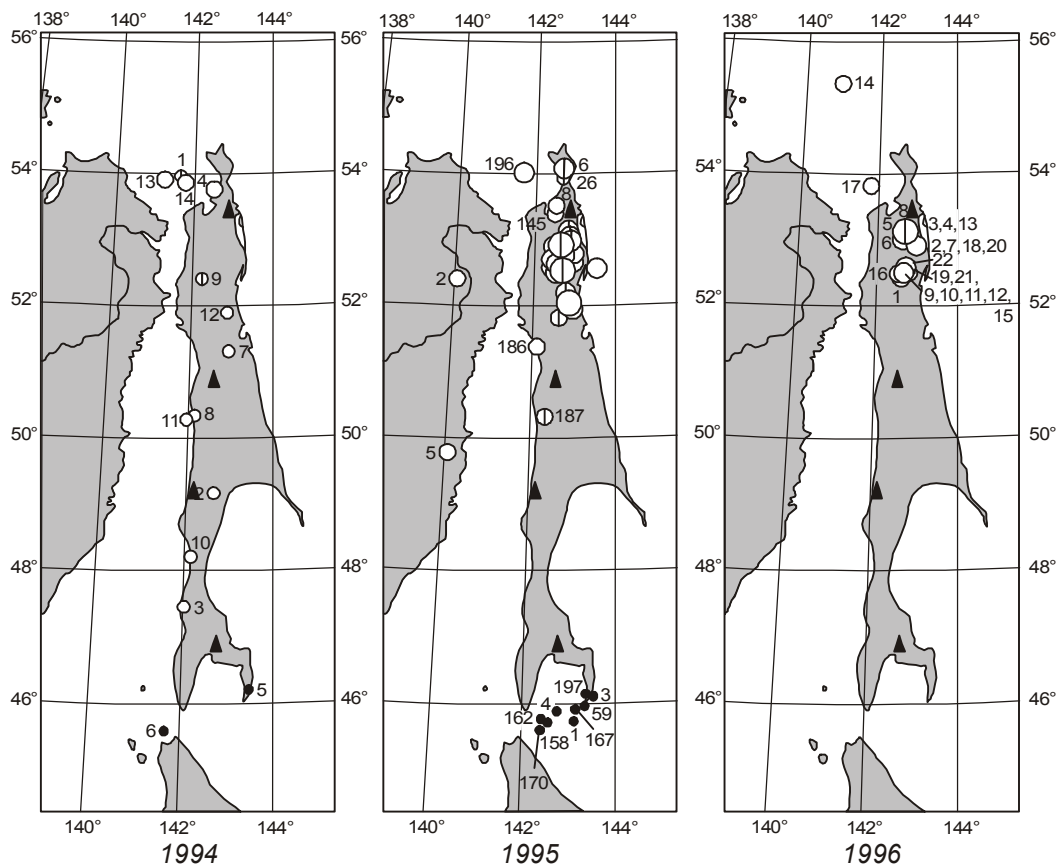


Рис. 2. Карты эпицентров землетрясений о.Сахалин за 1994–1996 годы. (Условные обозначения см. на рис. 1.)

(рис. 3–5). Результаты этих построений за 1991 г. отражает рис.3. Анализ его показал следующее.

1. В основном наблюдается чередование относительно больших (600–800 км) и малых (100–300 км) расстояний. Как правило, происходит 1–2, реже 2–3 близких друг к другу по расстоянию событий, а потом – далекие (рис. 3).

2. Не намечается какой-либо тенденции в распределении землетрясений в среднем за год (1991 г.). Среднее значение расстояний может быть аппроксимировано горизонтальной линией на уровне значения $L=350$ км.

3. В среднем расстояние между соседними землетрясениями с классом $K \geq 7$ составляет 400–500 км.

Такой же осцилляционный характер имеет график зависимости расстояний между эпицентрами землетрясений за 1992 и 1993 годы. Однако за год до катастрофического землетрясения 27 мая 1995 года характер его стал иным.

На рис. 4 представлен характер изменения расстояния между соседними эпицентрами землетрясений за 1994 г., то есть за год, предшествовавший году Нefтегорского землетрясения. Здесь видна иная картина. На основе ее рассмотрения можно сделать следующие выводы.

1. Имеет место четкая тенденция: после землетрясения № 5 с магнитудой $M=5,0$ (рис. 2), имевшего место 16 февраля 1994 года в 19 ч 49 мин 14 с на глу-

бине $H=365$ км, произошло уменьшение расстояния между эпицентрами последующих землетрясений с 900 км (в начале года) до 150–50 км к концу года.

2. Начиная со времени регистрации землетрясения № 10 (рис. 2.), происшедшего 2 октября 1994 г. в 05 ч 03 мин 12 с, с глубиной очага $H=5$ км и классом $K=8$, эпицентры стали перемещаться к Нefтегорску. При этом сначала они двигались с юга на север. Это землетрясения № 10, 11, 12 (под Нefтегорском), № 13 и № 14, а потом эпицентры уже с севера вновь стали перемещаться к г. Нefтегорску.

Расстояние между ними (землетрясениями №№ 10–14) все время было небольшое и составляло 250, 200, 270 и 50 км. Таким образом, после 16 фев-

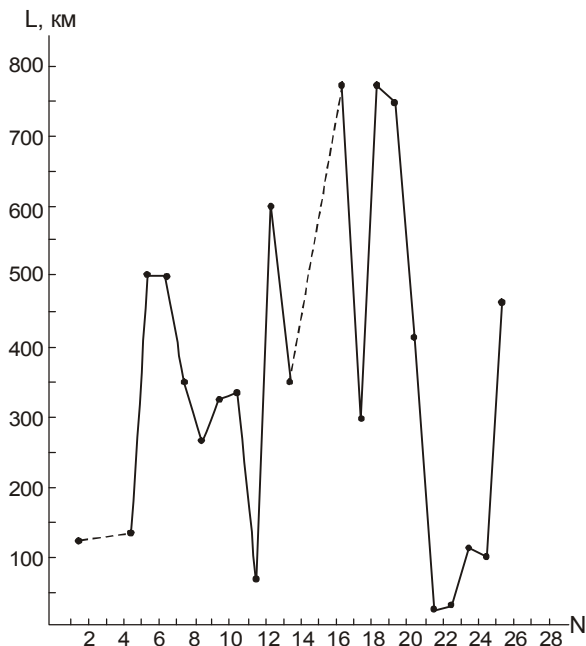


Рис. 3. График расстояний между соседними эпицентрами землетрясений с классом $K \geq 7$, происшедших на Сахалине в 1991 г.

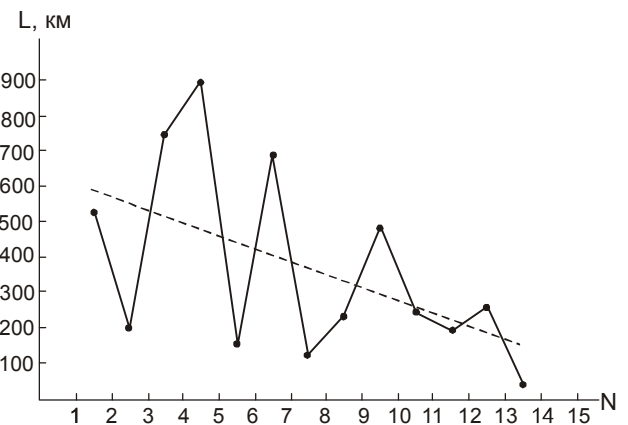


Рис. 4. График расстояний между соседними эпицентрами землетрясений с классом $K \geq 7$, происшедших на Сахалине в 1994 г., предшествовавшему году катастрофического Нefтегорского землетрясения.

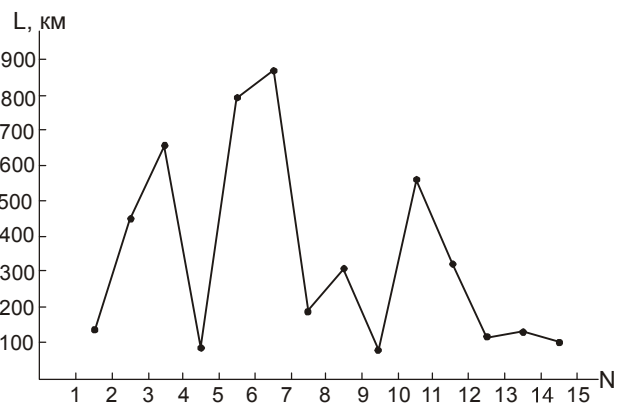


Рис. 5. Расстояние (удаление) эпицентров землетрясений с классом $K \geq 7$ на Сахалине в 1994 г. от будущего эпицентра главного толчка Нefтегорского землетрясения.

раля 1994 г. (то есть за 1 год и 3 месяца до главного толчка, происшедшего 27 мая 1995 г.) расстояние между соседними эпицентрами землетрясений было не больше 270 км. Не было зафиксировано расстояний в 400–500 км и более, как это имело место раньше (до главного толчка) в 1991 и др. годы.

График изменений расстояний эпицентров землетрясений имеет тренд $L = -0.355N + 6.405$. На рис. 5 рассмотрено расположение эпицентров землетрясений относительно будущего эпицентра главного толчка Нефтегорского землетрясения. Анализ этого графика показал, что в течение года перед Нефтегорским землетрясением эпицентры происходивших землетрясений приближались к эпицентру будущего основного толчка 1995 года. То есть разрядка энергии происходила все ближе и ближе к месту главного толчка.

Заметим, что уменьшение расстояния началось после глубокого землетрясения в проливе Лаперуза между о. Хоккайдо и о. Сахалином №6, происшедшего 28 апреля 1994 г. в 18 ч 30 мин 02 с на глубине $H=310$ км с магнитудой $M=5,4$ (рис.2).

АНАЛИЗ КОЛИЧЕСТВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В НЕФТЕГОРСКОМ БЛОКЕ

Помимо рассмотрения в целом сейсмичности о. Сахалин, то есть в сейсмическом поясе протяженностью около 1000 км, интерес представляет проанализировать более детально ее особенности непосредственно в блоке литосферы, где произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение.

Для анализа сейсмичности непосредственно на северном Сахалине в Нефтегорском блоке размером 90×270 км [6, 7], в котором размещался в последующем очаг Нефтегорского землетрясения, нами были отдельно рассмотрены землетрясения, происшедшие именно в этом квадрате. Он имел следующие географические координаты: $142^\circ\text{--}144^\circ$ в.д. $52^\circ\text{--}54^\circ$ с.ш. Анализ был произведен для периода с 1984 по 1995 год, то есть за годы, предшествовавшие катастрофическому землетрясению. Для рассмотрения особенностей сейсмичности в этом блоке за десятилетний период, предшествовавший катастрофическому Нефтегорскому землетрясению, нами были построены специальные графики (рис. 6) Анализ распределения по годам количества землетрясений в северном Нефтегорском блоке Сахалина за 1984–1995 годы (рис. 6,а) приводит к следующим выводам.

1. Среднее значение количеств землетрясений названного уровня в год составляет $N_{cp}=3,4$. Максимальное количество землетрясений за этот период до Нефтегорского землетрясения ($N=7$) было в 1988 г.

2. После максимума активности в 1988 г. начался ее спад. За 1 и 2 года до Нефтегорского землетрясения в 1995 году число N снизилось до минимума: $N=1$ и $N=2$ соответственно в 1993 и 1994 годах. После этого минимума был главный толчок в следующем 1995 г.

Кроме того, следует отметить интересное событие, имевшее место в Нефтегорском блоке литосферы. А именно, в 1991 г. 6 мая в 21ч 49 мин 07с здесь произошло землетрясение класса $K=8,4$ (№13, рис. 2) с глубиной очага 8 км и координатами $53,08^\circ$ с.ш. и $142,8^\circ$ в.д., которые были очень близки координатам главного толчка будущего Нефтегорского землетрясения – $52,76^\circ$ с.ш. и $143,1^\circ$ в.д.

Затем мы проанализировали, как мигрировали землетрясения, то есть, как изменялась динамика положения эпицентров землетрясений в полосах этого блока по широте (рис. 6,б) и долготе (рис.6,в). Причем, здесь и далее под термином “миграция землетрясений” понимается миграция зон упругих напряжений и деформаций, с которыми связаны очаги землетрясений.

Для названного анализа мы разбили квадрат на 4 равные вертикальные и 5 горизонтальных полос. При этом нумерация полос в первом случае идет с запада на восток, а во втором случае – с севера на юг.

Из графика на рис.6,б, то есть анализа положений эпицентров по долготе, следует два вывода.

1. В основном эпицентры землетрясений при миграции по долготе располагались в полосах № 2 и № 3 (рис.6,б), а при миграции по широте практически все время эпицентры землетрясений регистрировались в полосах 2 – 4 (рис. 6,в). Кроме того, можно отметить, что с 1987 г., отдельные землетрясения были также зафиксированы в блоках 1 и 4.

2. В 1993 и 1994 году, то есть за год и два до Нефтегорского землетрясения все предшествовавшие землетрясения в северном Нефтегорском блоке были расположены по долготе только в 1-ой западной полосе (рис. 6,б).

Из рассмотрения распределения (миграции) землетрясений в северном Нефтегорском блоке по широте в 1984–1995 годы (рис. 6,в) можно сделать следующие выводы.

1. Практически все землетрясения в основном располагаются в полосе № 4, то есть второй с юга, широта которой соответствует $52^\circ24'\text{--}52^\circ48'$. Эта особенность сейсмичности наблюдалась в 1984–1988 годах. После 1988 года, когда произошло максимальное количество землетрясений в год за период с 1984 по 1994 (см. рис. 6,а) произошла, видимо, пере-

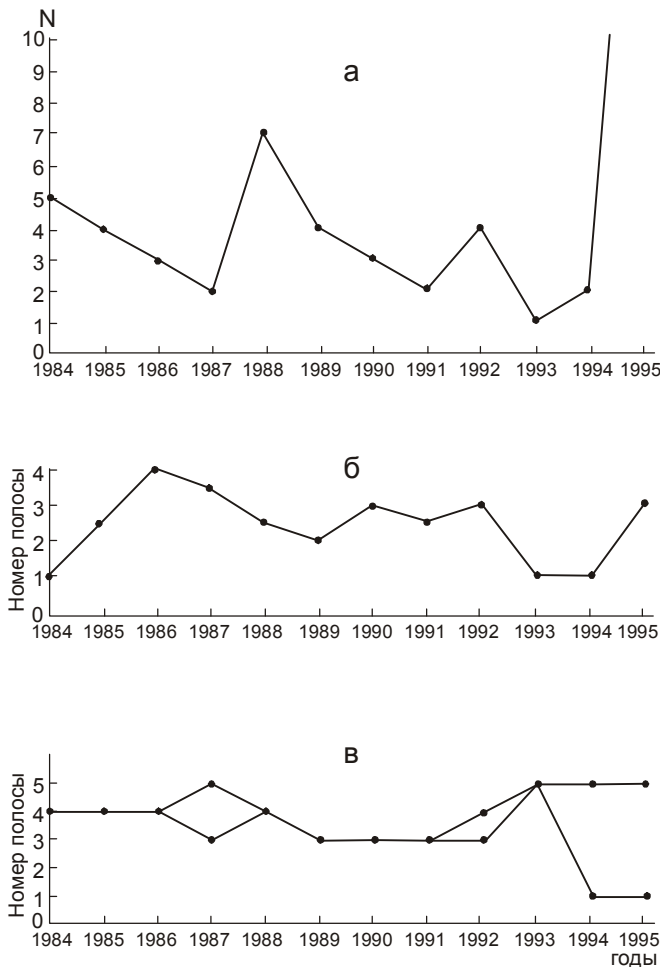


Рис. 6. Распределение по годам количества землетрясений с классом $K \geq 7$ в северном Нефтегорском блоке литосферы Сахалина за 1984–1995 годы (а), миграция очагов землетрясений в Нефтегорском блоке по долготе (б) и широте (в). Пояснения в тексте.

стройка в недрах, и в 1989–1991 годах очаги в основном располагались в полосе № 3 т.е. в полосе с координатами $52^{\circ}48'$ – $53^{\circ}12'$ (в центре которой находится Нефтегорск). Затем в 1992 и 1993 годах очаги землетрясений стали смещаться к югу: в полосу № 4, а затем – № 5.

2. После 1993 г., т.е. за год-полтора до Нефтегорского землетрясения, очаги стали рассредоточиваться и землетрясения были зарегистрированы как на юге блока в полосе № 5, тем самым продолжая трехлетнюю тенденцию с 1993 г., так и в крайней северной полосе № 1, имеющих соответственно координаты $53^{\circ}36'$ – $54^{\circ}00'$ и $52^{\circ}00'$ – $52^{\circ}24'$.

Таким образом, очаги как бы “разбежались” из центральной части Нефтегорского блока, освободив

ту ее часть, где затем и произошло главное землетрясение.

3. В 1987 г., предшествовавшем 1988 году, когда количество землетрясений увеличилось и было максимальным за рассматриваемый период (с 1984 по 1994 год), также наблюдалась небольшая рассредоточенность сейсмичности. В рассматриваемом блоке было только два землетрясения в 3-ей и 5-ой полосе. Это в миниатюре похоже на картину, которая произошла в 1994 г. и которая предшествовала катастрофическому Нефтегорскому землетрясению. Таким образом, видимо, можно говорить о том, что перед повышением сейсмической активности эпицентры землетрясений как бы “разбегаются” из места с будущей повышенной активностью.

Как видно, детальное рассмотрение проявления сейсмичности по годам производилось в данном случае в сравнительно небольшом блоке. Он практически соответствовал очаговой области, в пределах которой, видимо, и накапливалась потенциальная энергия последующего главного толчка Нефтегорского землетрясения. Естественно, в связи со столь ограниченными размерами блока, в нем имело место небольшое количество землетрясений.

Тем не менее, даже такое небольшое количество землетрясений позволяет выявить особенности происходящей здесь сейсмичности в эти годы, в том числе, перед катастрофическим землетрясением, и сделать предположительный вывод о миграции сейсмичности в очаговом блоке будущего катастрофического землетрясения.

ОЦЕНКА СОВОКУПНОЙ ВЫДЕЛЕННОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА САХАЛИНЕ В ПЕРИОД 1991–1997 гг.

Поскольку из-за различий магнитуд расчет совокупной энергии землетрясений более объективно, чем количество землетрясений, отражает динамику недр, мы выполнили и такой анализ в пределах Сахалина. Он был осуществлен для периода, включающего Нефтегорское землетрясение, а именно: за 1991–1997 гг.

На основе известной методики определения распределения логарифма суммарной сейсмической энергии по площади мы рассчитали сейсмическую энергию и построили соответствующие карты (рис. 7). Сечение изолиний здесь соответствует значению десятичного логарифма энергии на 1000 км^2 .

Методика построения карт выделившейся сейсмической энергии была следующая. Рассчитывались значения энергии в каждом узле регулярной прямо-

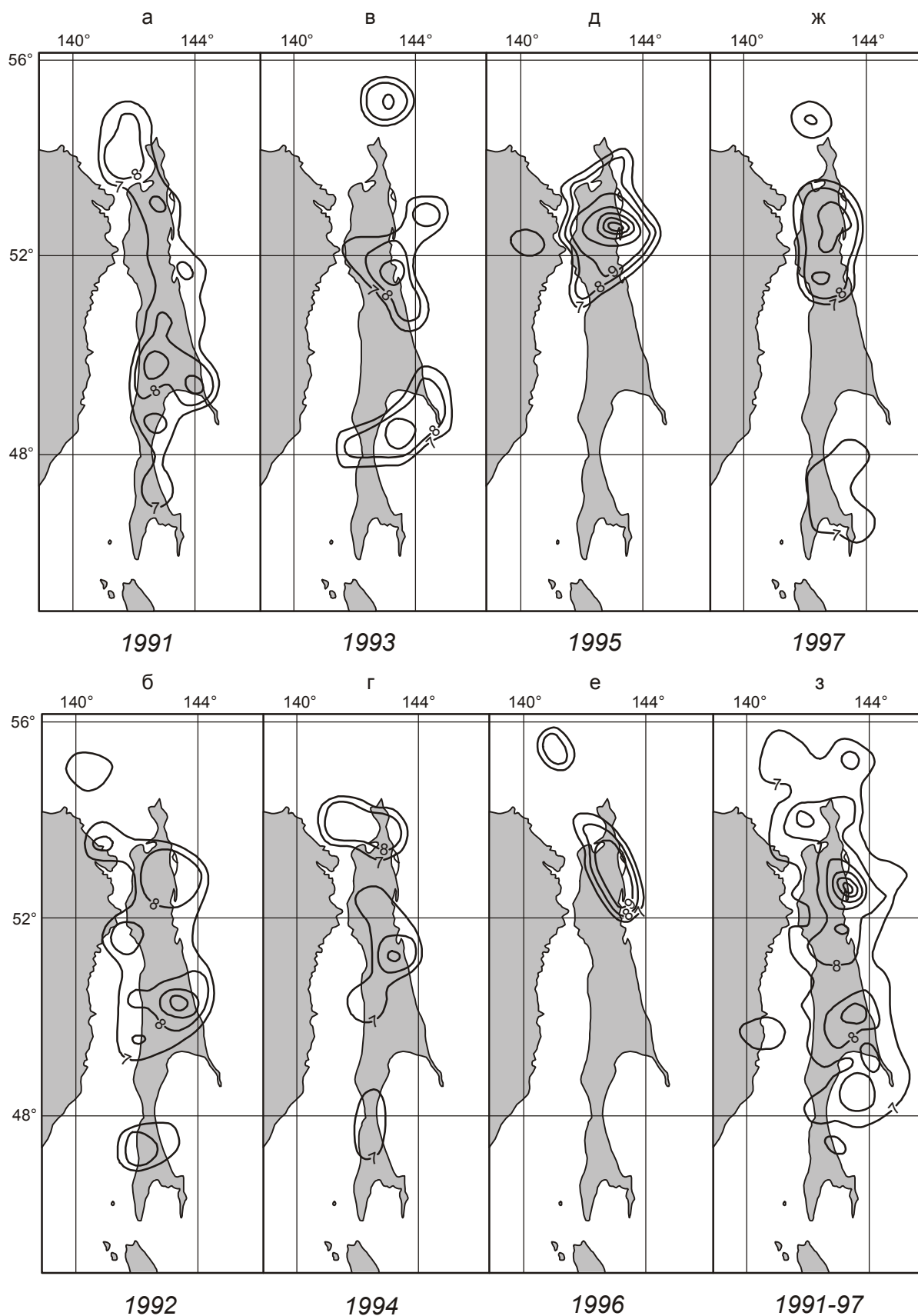


Рис. 7. Карты распределения выделенной совокупной сейсмической энергии землетрясений на Сахалине за 1991 (а), 1992 (б), 1993 (в), 1994 (г), 1995 (д), 1996 (е), 1997 (ж) и 1991–1997 (з) годы.

угольной сетки. При этом использовалась методика, обычно применяемая для построения карт активности с постоянной точностью: строился круг определенного радиуса с центром в узле R_{\min} . Если оказывалось, что в этот круг попадает меньше заданного количества землетрясений N_{\min} , то радиус круга R увеличивался до тех пор, пока круг не охватит N_{\min} землетрясений или радиус не достигнет предельного значения R_{\max} . В последнем случае считалось, что в данном узле выделившаяся энергия равна нулю. Сумма энергий землетрясений, попавших в круг, делилась на площадь и умножалась на 1000 км^2 . Расчетное значение также приводилось к периоду наблюдений 1 год:

$$E_{\Sigma} = \sum E_i \cdot (1000/\pi R^2) \cdot (1/T),$$

где E_i – энергия каждого землетрясения; T – рассматриваемый период наблюдений. Таким образом изолиния “8” на карте является геометрическим местом точек, в которых в среднем происходит одно землетрясение энергетического класса 8 в год на площади 1000 км^2 .

Энергия каждого землетрясения E_i рассчитывалась по формуле $E_i = 10^K$, где K – энергетический класс. Класс, в свою очередь, при необходимости пересчитывался из магнитуды $M_{\text{ЛН}}$ по формуле, предложенной С.Л. Соловьевым: $K = 2M_{\text{ЛН}} + 1,2$.

Построение карт выполнено А.О. Бобковым. Карты активности строились с постоянной точностью. Сила землетрясений учитывалась по графику повторяемости. Суммировалась активность и энергия. При этом радиус подсчета увеличивается до попадания в них землетрясения, после попадания землетрясения определяется энергия и значение относится к центру круга. Например, для Сахалина нами принималось $R_{\max} = 75 \text{ км}$, $R_{\min} = 10 \text{ км}$. Минимальный класс землетрясений $K_{\min} = 7$.

Анализ карт распределения за 1991–1997 годы показал следующее.

1991 год. Изолиния равных значений энергии $E=7$ практически огибает весь остров Сахалин. Можно заключить, что в этом году практически на всем острове наблюдалось излучение сейсмической энергии и проявление сейсмичности. При этом протяженность области, ограниченной изолинией $E=7$, практически равна протяженности острова и составляет около 900 км, а ширина области в среднем составляет около 150 км. Области повышенного излучения ($E=8$) отмечались в средней (ближе к южной) части

острова (в районе пос. Смирных). Также подобная область имела место на крайнем севере о-ва Сахалин в районе Сахалинского залива, к западу от п-ова Шмидта. Значения $E=9$ устанавливаются в пределах первой вышеназванной области значений $E=8$ в центральной части Сахалина. Сопоставление этой карты энергии с графиком числа землетрясений (N) в расчетных блоках вдоль Сахалина, построенной нами ранее [6], указывает на их общее соответствие. Однако, естественно, такой тип карт распределения сейсмической энергии значительно детальнее, полнее и объективнее отражает сейсмичность Сахалина, чем карты эпицентров землетрясений или графики.

1992 год. В этом году характер распределения несколько изменился. Основная область, ограниченная огибающей изолинией энергий $E=7$, стала меньшей протяженности, но большей по ширине (примерно $500 \text{ км} \times 300 \text{ км}$). Характерно, что внутри этой области расположены участки и с большими значениями E .

Они находятся в северной и центральной частях о-ва Сахалин. Эти области аналогичны тем, которые имели место в 1991 г., но конфигурация и размеры областей с $E=8$ и 9 естественно изменились. Так, например, вместо двух зон с $E=9$ в центральной части острова имеет место одна, более мощная, с центром в районе Лангери. Следует отметить, что помимо этих зон здесь внутри них расположена область с более высокой энергией $E=10$. Кроме того, зона с $E=8$ зафиксирована еще на юге Сахалина на широте г. Холмска и г. Долинска, что обусловлено землетрясениями, отмеченными нами на карте сейсмичности за 1992 г. (рис.1).

1993 год. Характер картины распределения энергии в 1993 изменился по сравнению с 1992 и 1991 годами. Общая картина складывается из трех изолированных областей значений E от 7 до 9. Причем в 1993 г. в пределах острова Сахалин находится лишь две области, а третья имеет место в 80–100 км севернее п-ова Шмидта. При этом надо отметить, что если первая область, расположенная в северной половине острова, в основном ориентирована как во все годы, субмеридианально (точнее, на северо-северо-запад), то область, расположенная в южной части острова Сахалин (под заливом Терпения), вытянута аномально, в субширотном направлении.

1994 год по характеру распределения энергии был аналогичен предыдущему 1993 г.: наблюдается три области локализации энергии. Они расположены на севере острова (район п-ова Шмидта и Сахалинского залива), в его средней и южной частях.

Характерной особенностью всех трех областей в этом году был относительно более низкий уровень энергии, чем в прошлые годы. При этом, в первых двух областях $E_{\max}=8$, а в третьей – $E_{\max}=7$.

В 1995 году 27(28) мая произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение. На карте распределения энергии (рис. 7, д) видно, что в этом году практически вся сейсмическая энергия недр на острове выделилась в его северной части, в блоке литосферы, содержащем очаг Нефтегорского землетрясения. На этой карте, как и на карте эпицентров землетрясений (рис.2), видно, что здесь произошла концентрация практически всей выделенной в этом году энергии.

В 1996 году сохранилась аналогичная картина, но выраженная слабее (рис.7,е). Основная энергия Нефтегорского землетрясения выделилась при главном толчке, а последующая была связана уже с менее мощными по силе афтершоками этого землетрясения. Естественно, вся энергия, в основном, выделилась в этом году в северной части о. Сахалин, что и отражает карта распределения энергии за этот год (рис. 7,е). Хотя это не говорит о полном отсутствии мелких толчков с малой энергией в других частях острова, которые могли быть зарегистрированными, например, передвижными сейсмическими станциями. Область выделения основной сейсмической энергии в этом году, так же как и в предыдущем, явно совпадает с областью очага Нефтегорского землетрясения.

В 1997 году снова наблюдается типичная для Сахалина картина распределения энергии. Как в 1993, 1994 и других годах, имеет место несколько центров излучения сейсмичности. Можно заключить, что аномальный цикл, связанный с Нефтегорским землетрясением 1995 года, завершился.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ относительного расположения очагов землетрясений в Сахалинском регионе, количества землетрясений в Нефтегорском блоке литосферы, а также оценка совокупной выделенной энергии землетрясений на Сахалине в период с 1991 по 1997 годы показали следующее.

1. В 1991 году 6 мая произошло землетрясение (класс 8,4, глубина очага 8 км), которое располагалось практически в области очага будущего Нефтегорского катастрофического землетрясения (№ 13, рис. 2.). Возможно, оно было предвестником главного толчка 27 мая 1995 года и, таким образом, как бы проигрывался сценарий будущего сильного землетрясения.

2. В распределении очагов землетрясений в течение 1994 г., т.е. от полутора лет до пяти месяцев до катастрофического Нефтегорского землетрясения, проявились определенные закономерности. Расстояния между соседними землетрясениями на Сахалине с классом более 7, как правило, в обычные годы колебались от 300 до 900 км, составляя в среднем 400–450 км. Однако в 1994 году, за год до Нефтегорского землетрясения, появилась тенденция уменьшения расстояний (L) между эпицентрами последующих землетрясений. Эта зависимость выражается трендом $L = -0,355N + 6,405$. Уменьшение расстояний между соседними эпицентрами землетрясений наблюдалось после глубокого землетрясения с $M=5,0$ ($H=365$ км), происшедшего 16 февраля 1994 г. под южной частью Тонино-Анивского п-ова. Расстояние между эпицентрами землетрясений сократилось с 900 км (в начале 1994 года) до 150–50 км к концу года.

3. После землетрясения, происшедшего под проливом Лаперуза 28 апреля 1994 г. ($H=310$ км; $M=5,4$) наблюдалось уменьшение расстояний между очагами последующих землетрясений и будущим главным очагом, а эпицентры приближались к Нефтегорску.

4. В Нефтегорском блоке литосферы за десятилетний период (1984–1995 г.) эпицентры землетрясений мигрировали как по широте, так и по долготе, т.е. они располагались в разных полосах. В 1993 и 1994 гг. все эпицентры землетрясений в Нефтегорском блоке были расположены по долготе только в 1-ой западной полосе (рис. 6,б). В относительно длительные периоды (до 4–5 лет) эпицентры землетрясений, в основном, находились в одной полосе по широте. Однако перед повышением сейсмической активности в расположении очагов землетрясений устанавливается закономерность, которая выражается в том, что эпицентры как бы “разбегаются” от места будущей повышенной активности.

5. Распределение совокупной выделенной сейсмической энергии на Сахалине с 1991 по 1997 годы происходило, как правило, по трем областям. Однако в 1995 году, когда произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение, в пределах о. Сахалин была лишь одна область излучения сейсмической энергии, расположенная в его северной части, в области очага Нефтегорского землетрясения. Вся остальная часть (с определенного уровня) была практически асейсмичной. Подобная картина оставалась и в 1996 г. Однако в 1997 г. она вновь приняла обычный вид из нескольких областей излучения сейсмической энергии.

6. Выполненные исследования показали наличие ряда закономерностей в сейсмическом поле перед Нефтегорским катастрофическим землетрясением 27 мая 1995 года. Полученные результаты, в сово-

купности с другими известными критериями, могут быть использованы в качестве дополнительных признаков катастрофических землетрясений.

Приложение

Параметры землетрясений, произошедших на о. Сахалин до и после Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г.

№ п/п	Дата	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Время, ч-мин-с	Глубина, км	Класс	М
1	2	3	4	5	6	7	8
1991 год							
1	10 января	54,75	141,77	07-13-04	7	8,3	
2	19 января	45,75	143,3	23-01-15	310		
3	29 января	45,6	143,4	09-54-37,5	330		
4	30 января	45,2	141,8	11-28-30	270		
5	27 февраля	50,7	143,7	03-30-28,3	7	8,3	3,4
6	1 марта	52,03	143,08	23-25-03,6	10	8,2	3,3
7	3 марта	50,6	143,7	20-29-25,6		7,6	3,3
8	27 марта	51,7	143,6	12-18-40,3	10	8,5	3,7
9	8 апреля	52	143,06	03-33-06,5		7,6	
10	24 апреля	49,9	142,8	15-27-14,3	27	9,7	4,5
11	24 апреля	49,5	142,6	22-33-35,2	9	9,3	4
12	24 апреля	49,4	142,8	22-53-32,1	16	7,7	
13	6 мая	53,08	142,8	21-40-07,3	8	8,4	
14	10 мая	45,8	143,4	10-03-19,2	325		
15	31 мая	45,5	143,2	08-49-37	348		
16	5 июня	45,9	143,2	20-23-33	330		
17	12 октября	53,9	141,8	17-28-26,7	6	8,2	
18	12 октября	53,97	141,7	19-55-33,5	10	9,3	
19	28 октября	47,3	142,7	06-24-28,8	6	8,2	
20	2 ноября	54,7	141,9	00-37-08,4	8	8,4	
21	18 ноября	49,4	143,89	13-55-09,3	7	8,6	
22	19 ноября	49,4	143,9	04-03-48,8	8	9,6	3,8
23	13 декабря	50,7	142,98	22-55-20,3	6	8,4	
24	26 декабря	48,65	142,7	23-43-10,9	6	8,6	
25	28 декабря	54,9	140,4	19-22-57	8	8,3	
1992 год							
1	6 января	51,14	143,36	14-21-33	9	7,8	
2	13 января	51,91	142,97	07-58-18	10		3,2
3	4 февраля	47,3	142	07-56-48	8	9,1	
4	14 марта		142,6	06-08-21	315		4
5	25 марта	52,6	142,8	09-46-58	10	9	
6	29 марта	45,8	143,5	00-34-48	320		5,6
7	6 апреля	45,9	142,7	20-51-30	330		4
8	10 апреля	47,5	142,9	19-21-38	10	8	
9	17 апреля	45,84	143,34	23-36-27	320		5,2
10	15 мая	45,6	142,4	14-25-17,5	320		4,9
11	21 мая	49,5	141,9	07-35-32	7	8	
12	3 июня	50,59	143,73	14-13-49,8	10	8	
13	3 июня	50,6	143,8	16-44-31	10	8,7	
14	3 июня	50,58	143,73	17-52-35,5	10	8	
15	16 июня	45,65	142,42	05-51-04	330		5,2
16	20 июня	53,13	142,64	23-00-06,4	8	8,6	
17	25 июня	45,8	142,8	18-25-46	330		4,5
18	4 июля	51,94	143,28	08-06-39	10	8,2	

№ п/п	Дата	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Время, ч-мин-с	Глубина, км	Класс	М
1	2	3	4	5	6	7	8
19	27 июля	49,5	142,1	02-52-37	5	8,3	
20	14 августа	46,15	143,9	01-31-58	340		
21	23 августа	50,4	141,9	09-56-55	7	8,5	
22	30 августа	52,93	143,29	08-42-49,7	7	8	
23	30 августа	52,9	143,26	11-15-22	8		3,9
24	26 сентября	49,91	143,18	08-21-49,4	10	8,5	
25	7 октября	52,68	143,57	13-00-05,1	9	8,7	
26	8 октября	45,84	143,29	09-49-49	300		4
27	24 октября	53,43	140,86	21-56-41	7	8,5	
28	1 ноября	51,4	141,8	03-36-07	8	8,2	
29	20 ноября	50,22	143,34	23-07-13,9	16		4,9
30	6 декабря	50,6	143,67	13-46-09	6	8,8	
31	10 декабря	51,56	141,67	16-09-09	6	9	
32	11 декабря	45,6	142,6	01-16-16	320		5,3
1993 год							
1	24 января	46,65	142,39	21-30-51,5	325		4,5
2	27 января	51,85	143,05	14-31-42,7	10		4,5
3	5 февраля	51,88	142,97	17-21-28,6	7	8	
4	9 февраля	45,66	142,01	14-25-39	309		4,9
5	18 февраля	50,92	143,67	12-49-00,9	9		3,7
6	24 марта	48,85	144,48	22-44-23,5	12	8,7	
7	9 мая	51,99	142,98	12-21-50,2	5	8,6	
8	25 мая	52,95	144,31	12-11-02,8	7	8,7	
9	26 мая	55,23	143,11	12-43-38,5	7	9,4	
10	2 июня	49,44	144,33	03-40-11,7	9	8,4	
11	16 июня	52,19	142,04	19-01-58	5	7,9	
12	30 августа	48,44	143,31	12-12-30	17		4,5
13	30 августа	48,34	143,12	13-45-46	10	8	
14	9 октября	48,29	143,1	18-36-05,9	10	8,6	
15	7 ноября	48,32	143	05-20-49	10	9	
16	24 ноября	48,19	141,88	13-11-40,5	5	8,6	
17	12 декабря	46	143,2	11-18-31	360		5,4
1994 год							
1	8 января	53,9	141,86	02-21-58,7	6	8,5	
2	15 января	49,12	142,69	20-14-41			
3	2 февраля	47,49	142,03	23-34-43,3	8	8	
4	12 февраля	53,77	142,58	17-27-39,2	10	9	
5	16 февраля	46,19	143,49	19-49-14	365		5
6	28 апреля	45,6	141,7	18-30-02	310		5,4
7	2 мая	51,36	142,96	10-11-45,8			4,1
8	6 мая	50,38	142,18	04-35-54,2	6	8	
9	1 октября	52,37	142,27	23-59-54,9	15	8	
10	2 октября	48,17	142,21	05-03-12	5	8	
11	19 октября	50,26	141,97	08-36-14,2	12	8	
12	1 ноября	51,87	142,95	20-56-45,5	8	8	
13	27 ноября	53,95	141,3	18-51-11,2	7	9,3	
14	13 декабря	53,96	141,7	13-11-14,5	16		5,1
1995 год							
1	9 февраля	45,7	143,2	10-59-21	336		5,6
2	4 марта	52,41	140,12	19-14-59	10	8	
3	10 марта	46,1	143,6	05-22-22	353		5
4	8 марта	45,9	142,8	15-39-23	340		
5	8 февраля	49,78	140,17	06-51-56,5	10	9	
6	17 апреля	54,1	142,74	17-56-25,3	15	10	4,6
7	27 мая	52,68	142,97	13-03-50,2	18		7,1
7а	27 мая	52,67	143	15-42-26	16	10	

№ п/п	Дата	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Время, ч-мин-с	Глубина, км	Класс	М
76	27 мая	52,83	142,74	19-53-23	20		
8	27 мая	53,44	142,6	18-11-48	10	9	
9	27 мая	52,58	142,8	19-21-06,5	12	8,8	3,8
10	27 мая	52,7	142,67	19-46-41	14	9,2	4,2
11	27 мая	52,58	142,78	21-18-08	10	8,4	
12	27 мая	52,78	142,9	21-28-19,5	12	9,6	4
13	27 мая	52,6	142,78	22-01-34,5	17	9,2	4,2
14	28 мая	52,94	142,96	00-09-48,5	17	7,9	
15	28 мая	52,64	142,69	00-55-53,5	14	9	3,6
16	28 мая	52,72	142,74	02-02-51	15	10,3	5,2
17	28 мая	52,93	142,78	02-27-44,7	16	9,3	3,8
18	28 мая	52,7	142,78	02-57-00	17	8,9	3,5
19	28 мая	52,65	142,73	03-02-15,1	15	9,2	3,9
20	28 мая	52,96	142,84	04-28-29	17	8,3	3
21	28 мая	52,94	142,92	05-30-01,8	16	8,6	3,2
22	28 мая	52,74	142,81	06-25-42	21	8,4	3
23	28 мая	52,93	142,93	10-46-44,5	14	9,6	4,6
24	28 мая	52,68	142,54	11-45-34	15	9,8	3,9
25	28 мая	52,85	142,9	15-23-25,7	10	8,4	2,9
26	28 мая	53,86	142,75	16-29-07,6	13	8,2	
27	28 мая	52,7	142,93	16-59-34,5	10	8,7	3,8
28	28 мая	52,9	142,9	17-52-34,3	15	9,6	4,3
29	28 мая	52,85	142,75	19-44-05,5	14-	9,7	4
30	28 мая	52,59	142,51	20-48-02,5	14	10,8	4,8
31	29 мая	52,61	142,45	00-27-53,2	15	8,5	3,1
32	29 мая	52,79	142,73	00-43-35,5	10	8,8	3,8
33	29 мая	52,66	142,92	00-48-57,6	18	9,8	4,3
34	29 мая	52,9	142,81	01-02-27,2	10	8	
35	29 мая	52,76	142,67	05-11-11,9	10	8,1	3,1
36	29 мая	52,66	142,79	05-17-46,4	13	9,1	4
37	29 мая	52,49	142,57	09-46-57,5	16	9,9	4,4
38	29 мая	52,6	142,75	10-21-31,8	16	10,3	5
39	29 мая	52,74	142,87	14-25-24,7	13	8,4	
40	29 мая	52,8	142,91	15-48-29	13	8,3	3
41	29 мая	52,73	142,6	19-57-05,1	12	8,4	3
42	29 мая	52,72	142,73	20-21-11,6	13	8	
43	29 мая	52,7	142,9	20-37-26	13	7,9	3
44	29 мая	52,79	142,44	21-07-46,5	10	7,8	
45	29 мая	52,66	142,59	22-51-15	10	8,7	3,5
46	30 мая	52,68	142,8	00-07-51,1	14	7,9	
47	30 мая	52,5	142,53	00-59-01,9	10	7,9	
48	30 мая	52,8	142,68	02-16-47,8	15	7,8	
49	30 мая	52,39	142,6	03-48-20,8	14	8	3,1
50	30 мая	52,8	142,88	05-22-07,3	14	9,5	4,1
51	30 мая	52,73	142,78	08-40-02	11	8,4	3,4
52	30 мая	52,82	142,83	09-12-29,1	10	8,1	
53	30 мая	52,62	142,63	09-22-41,7	10	7,9	
54	30 мая	52,5	142,5	10-53-05	14	9,2	3,6
55	30 мая	52,66	142,74	11-06-44	15	8	
56	30 мая	52,88	142,96	11-34-56,2	10	7,8	
57	30 мая	52,98	142,82	12-00-12,4	10	7,8	
58	30 мая	52,57	142,68	13-19-05,5	13	9,4	3,9
59	30 мая	45,97	143,42	14-05-34,6	330		
60	30 мая	52,58	142,74	15-43-00,6	14	7,8	
61	30 мая	52,73	142,77	15-59-09,9	13	8,6	3
62	30 мая	52,53	142,63	16-43-02,4	12	7,9	
63	30 мая	52,79	142,79	16-56-31,8	7	8,3	
64	30 мая	52,92	142,92	19-01-52,6	12	7,8	

№ п/п	Дата	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Время, ч-мин-с	Глубина, км	Класс	М
65	30 мая	52,93	142,99	19-19-42,1	10	7,8	
66	30 мая	52,95	143	19-34-08,4	12	8,4	3,5
67	30 мая	52,57	142,66	20-10-31,1	10	8,4	2,9
68	30 мая	52,75	142,84	20-16-42	12	7,9	2,9
69	30 мая	52,96	142,83	20-53-51,6	11	7,9	
70	30 мая	52,83	142,84	21-00-43,5	15	9,4	4
71	30 мая	52,85	142,81	21-21-04,2	10	8,1	
72	30 мая	52,77	142,85	21-29-03,1	10	7,8	
73	30 мая	52,82	142,82	21-46-13,1	10	8,4	
74	31 мая	52,82	142,84	00-07-43,9	10	8,4	
75	31 мая	52,84	142,51	01-39-47,9	15	8,7	3,9
76	31 мая	52,92	143,06	02-39-24,8	10	7,8	
77	31 мая	52,69	142,93	02-58-59,6	15	8,5	3,5
78	31 мая	52,92	143	03-18-44,7	12	7,8	
79	31 мая	52,97	142,98	06-14-57	13	9,4	4,1
80	31 мая	52,7	142,8	06-57-47,1	15	9,9	4,2
81	31 мая	52,87	142,85	10-46-34,3	10	9,1	3,9
82	31 мая	52,87	142,82	12-26-32,4	13	8,1	
83	31 мая	52,93	142,99	12-31-48,1	10	8,3	
84	31 мая	52,78	142,74	15-22-32,4	10	8,2	
85	31 мая	52,65	142,89	15-30-57,5	12	8,3	3,8
86	31 мая	52,76	142,74	16-57-51	10	7,9	
87	31 мая	52,54	142,66	17-49-57,3	16	8	
88	31 мая	52,86	142,95	18-06-56,6	15	7,9	
89	31 мая	52,57	142,69	18-10-39,8	13	8,4	3,3
90	31 мая	52,88	142,88	21-49-32,1	10	8,2	
91	31 мая	52,89	142,89	21-55-39,7	13	7,8	
92	31 мая	52,53	142,73	22-18-55	10	10,1	4,5
93	31 мая	52,56	142,94	22-26-26,1	10	8,1	
94	31 мая	52,52	142,63	23-04-16,2	11	8,2	3,5
95	31 мая	52,72	142,82	23-24-58,3	11	8,3	
96	1 июня	52,81	142,91	00-02-55	13	8,9	3,3
97	1 июня	52,57	142,84	00-25-20,7	10	9,5	4
98	1 июня	52,76	142,69	01-05-22,8	18	9,2	3,4
99	1 июня	52,66	142,61	01-45-15,4	16	7,8	
100	1 июня	52,59	142,62	03-00-11,96	9	8,2	
101	1 июня	52,84	142,57	03-53-04,2	9	8	
102	1 июня	52,92	142,69	03-59-39,1	10	8,3	
103	1 июня	52,71	142,63	04-18-31	15	9,3	4
104	1 июня	52,56	142,7	05-10-57,6	14	7,8	
105	1 июня	52,68	142,63	06-30-41,5	13	8,4	
106	1 июня	52,67	142,81	06-51-49,7	14	8,4	
107	1 июня	52,74	142,82	07-50-11,7	10	7,9	
108	1 июня	52,8	142,74	11-04-24,1	14	7,9	
109	1 июня	52,78	142,76	11-23-06,1	10	8	
110	1 июня	52,53	142,67	15-27-40,8	10	7,8	
111	1 июня	52,82	142,61	18-02-50,5	10	8,1	
112	1 июня	52,79	142,91	19-50-07,4	9	8	
113	1 июня	52,54	142,65	21-25-02,4	12	8	2,9
114	1 июня	52,92	142,87	21-29-17,7	10	8,1	
115	2 июня	52,73	142,82	03-05-35,2	10	8,2	
116	2 июня	52,68	142,55	03-58-40,5	13	8,3	3,3
117	2 июня	52,81	142,5	07-48-56	17	8,2	2,8
118	2 июня	52,99	142,95	09-48-44,8	13	7,9	3
119	2 июня	52,85	142,82	10-06-37	10	9	3,6
120	2 июня	52,59	142,6	15-12-01	15	7,8	
121	2 июня	52,8	142,73	15-26-20,5	20	9,4	4,4
122	2 июня	52,92	142,81	19-44-16	11	8	

№ п/п	Дата	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Время, ч-мин-с	Глубина, км	Класс	М
123	2 июня	52,79	142,76	22-17-50,5	19	9,1	4,2
124	3 июня	52,79	142,96	00-16-00,6	10	9,5	
125	3 июня	52,57	142,71	01-27-35,9	11	7,8	
126	3 июня	52,62	142,62	01-33-05,3	12	7,8	
127	3 июня	52,64	142,8	02-39-54,9	9	7,8	
128	3 июня	52,91	143,01	03-18-41,5	13	8,4	
129	3 июня	52,74	142,9	14-57-38,2	7	8	
130	3 июня	52,49	142,89	18-39-16,9	12	4,2	
131	3 июня	52,87	142,87	22-24-58,9	11	8,1	
132	4 июня	52,54	142,68	04-09-29,1	18	9,4	3,9
133	4 июня	52,77	142,83	05-29-36,1	10	8,1	
134	4 июня	52,55	142,7	05-53-29	13	8,2	
135	4 июня	52,91	142,7	07-13-07,5	7	8,9	
136	4 июня	52,96	142,99	12-28-42,8	11	8,4	
137	4 июня	52,66	142,95	18-54-36,3	6	7,9	
138	4 июня	52,55	142,95	20-22-40,8	22	8,2	3
139	4 июня	52,66	142,74	21-37-30	25	7,8	
140	4 июня	52,77	142,79	23-16-11	11	8,4	3,3
141	5 июня	52,81	142,86	00-10-58,6	9	8	2,9
142	5 июня	52,61	142,68	01-35-43,7	10	8,9	3,2
143	5 июня	52,75	142,87	02-37-48,9	8	8,3	
144	5 июня	52,93	142,83	02-46-40	9	8	
145	5 июня	53,36	142,61	13-10-12,6	10	8,7	3,8
146	5 июня	52,63	142,71	14-19-19,2	10	7,8	
147	5 июня	52,56	142,62	18-35-40,4	11	8	
148	8 июня	52,64	142,67	05-25-48,5	10	9,8	
149	8 июня	52,66	142,67	05-25-51	15	9,2	4
150	10 июня	52,9	142,8	02-47-10,1	10	9,9	4,4
151	11 июня	52,72	142,85	17-47-56	9	9,1	3,2
152	12 июня	52,75	142,75	06-25-19,5	12	9,2	4,7
153	13 июня	53,02	142,9	06-15-39	15	9,6	5
154	13 июня	52,93	142,65	10-42-40	13	10,2	5
155	13 июня	52,9	142,7	21-34-59	17	10,9	5
156	1 июля	52,84	142,62	21-27-29,7	17	9,3	4
157	2 июля	52,53	142,78	12-30-12,2	11	9,2	
158	8 июля	45,76	142,6	06-48-53,6	340		5,3
159	12 июля	52,55	142,73	05-36-55,7	13	9,4	3,4
160	22 июля	52,55	142,65	18-48-14,5	16	9,1	4,2
161	24 июля	53	142,8	17-13-26	7	8	3,2
162	4 августа	45,73	142,5	01-23-54	340		5,2
163	7 августа	52,75	142,85	12-58-58	9	9	
164	7 августа	52,85	142,8	23-11-43	13	9,4	4
165	10 августа	52,9	142,75	06-25-13	10	9,1	4
166	13 августа	52,9	142,9	13-31-09	15	8,8	
167	18 августа	45,89	143,16	03-39-03	345		5,4
168	26 августа	52,55	142,78	08-59-56	11	9,1	3,7
169	28 августа	52,55	142,7	03-08-38,8	10	9,5	3,9
170	2 сентября	45,65	142,46	11-04-01	335		
171	3 сентября	52,67	142,83	03-34-08,2	11	8,8	3,1
172	6 сентября	52,8	142,8	03-43-36,8	16	9	4
173	11 сентября	52,93	142,88	03-35-25,8	12	8,6	2,9
174	13 сентября	52,75	142,77	04-01-56	12	9,4	3,8
175	15 сентября	52,52	143,6	08-29-28,6	10	10,1	4,6
176	16 сентября	52,93	142,87	03-04-29,7	15	9,1	3,2
177	16 сентября	52,85	142,56	18-56-33,7	15	10,2	4,9
178	17 сентября	52,85	142,52	10-59-43,4	7	9,3	3,2
179	30 сентября	51,96	143	13-56-29,7	10	10,7	5
180	4 октября	52,1	142,9	08-05-52,5	11	9,7	4

№ п/п	Дата	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Время, ч-мин-с	Глубина, км	Класс	М
181	10 октября	51,9	143,05	08-44-55	11	8,8	3,9
182	12 октября	52,76	142,72	15-28-25,5	10	9,4	4,2
183	12 октября	52,73	142,76	20-04-03,1	10	9,1	3,6
184	14 октября	52,7	142,75	07-09-33,1	10	9,1	3,8
185	15 октября	53,14	142,83	03-53-15,9	16	9,3	4,3
186	25 октября	51,38	142,18	11-12-31,7	11	9,2	
187	6 ноября	50,31	142,35	07-06-36,5	11	9,1	
188	6 ноября	52,54	142,7	16-15-29,4	10	10,2	5
189	7 ноября	52,5	142,77	01-29-03,2	10	8,4	3,2
190	8 ноября	52,53	142,7	04-54-17,1	11	9,1	3,4
191	9 ноября	52,52	142,58	06-55-05,7	10	9,5	4,2
192	14 ноября	52,7	142,86	15-03-04,8	10	9,1	
193	14 ноября	52,54	142,75	15-27-52,4	11	10,3	4,9
194	15 ноября	52,52	142,85	06-32-21,4	14	10	4,6
195	15 ноября	52,8	142,9	12-48-48,8	10	9,4	4,4
196	1 декабря	54,03	141,7	02-59-42,7	10	10	3,5
197	3 декабря	46,08	143,4	01-19-24,1	340		4,9
198	17 декабря	52,49	142,73	11-37-30,2	12	9	3,9
199	17 декабря	51,76	142,71	22-15-28,5	11	8,9	4
200	18 декабря	52,55	142,74	02-05-52,7	14	10,5	5,6
201	18 декабря	52,48	142,75	03-01-59,2	17	9,3	3,9
202	18 декабря	52,48	142,77	23-03-17,5	15	9,1	3,8
203	19 декабря	52,5	142,72	16-44-52,2	11	9,8	4,4
204	27 декабря	52,55	142,8	05-59-30	11	9,4	4
205	28 декабря	52,92	142,78	15-20-02	16	9,3	3,8
1996 год							
1	6 января	52,5	142,7	12-03-00,8	10	9	
2	8 января	53,17	142,7	10-04-48,4	12	11	5,7
3	8 января	53,2	142,7	10-13-23,4	5	9,4	
4	8 января	53,2	142,7	10-22-11	10	9,1	
5	8 января	53,2	142,65	10-01-47,2	10	9	
6	8 января	53,1	142,7	11-17-15,4	11	9,7	4,1
7	8 января	53,2	142,65	13-30-50,8	12	9,8	4,3
8	10 января	53,25	142,7	05-49-27,9	10	9,5	4,2
9	14 января	52,6	142,8	02-59-21,1	10	9,3	
10	25 января	52,5	142,7	04-08-51,5	10	9,7	4,2
11	25 января	52,5	142,8	12-20-29,1	10	9,2	
12	25 января	52,5	142,8	12-25-06,7	10	8,7	3,2
13	21 марта	53,2	142,7	21-48-11,6	10	9,4	4
14	23 марта	55,4	140,95	02-39-02	10	9	
15	6 мая	52,5	142,8	23-54-12,6	10	9,1	
16	15 июня	52,5	142,6	07-37-11	11	9,1	4
17	2 июля	53,8	141,8	12-06-18,2	10	8,6	4,3
18	27 июля	52,95	142,72	16-12-14,9	9	8,3	3,3
19	31 августа	52,55	142,8	15-07-02,3	10	8,5	3,1
20	30 сентября	52,9	143,05	08-44-38,3	8	9,7	4,3
21	7 ноября	52,65	142,8	05-49-54,1	9	9,6	
22	10 ноября	52,65	142,8	16-43-48,2	10	9	3,8

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенберг Я.М., Кофф Г.Л., Рогожин Е.А., Сидорин А.Я. Предварительный анализ результатов комплексного изучения Нефтегорского землетрясения и его последствий // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г.: Инф.-анал.бюл./ ФССН. Экстр. вып., окт. 1995 г. / (Гл.ред. Н.П.Лаверов). М.,1995. С.225–234.
2. Арефьев С.С., Плетнев К.Г., Татевосян и др. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г.// Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г.:Инф.-анал.бюл./ ФССН. Экстр. вып., октябрь 1995г. / (Гл.ред. Н.П.Лаверов). М., 1995. С.36–47.

3. Бормотов В.А., Войтенко А.А. Закономерности миграции землетрясений Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, №2. С.51–60.
4. Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Докл. АН. 1990. Т.310, №4. С.821–824.
5. Губин И.Е. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане // Сообщ. Тадж. фил. АН СССР. 1947. Вып.1 С.24–26.
6. Злобин Т.К., Ельченинова О.Н., Бобков А.О., Злобина Л.М. Особенности сейсмического режима Сахалина до и после Нefтегорского землетрясения 27 мая 1995 года // Тез. науч.-практ. конф. “Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Новая карта сейсмического районирования ОСР-97, ее роль и значение для Петропавловска-Камчатского и области”. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 1999. С.143.
7. Злобин Т.К., Ельченинова О.Н. Особенности сейсмичности Охотской литосферной плиты и ее обрамления перед катастрофическими землетрясениями // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2001. Вып. II. С.4–12.
8. Иващенко А.И., Кузин И.П., Оскорбин Л.С. О землетрясениях Сахалинского региона, предшествовавших Нefтегорскому 27(28).05.1995 г. // Нefтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г.:Инф.-анал.бюл./ ФССН. Экстр. вып., октябрь 1995 г. / (Гл.ред. Н.П.Лаверов). М., 1995. С.185–192
9. Рогожин Е.А. Нefтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г.: геологические проявления и тектоническая позиция очага // Нefтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г.:Инф.-анал.бюл. / ФССН. Экстр.вып.,октябрь 1995 г. / (Гл.ред. Н.П.Лаверов). М., 1995. С.80–94.
10. Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 192 с.
11. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.99–109.
12. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышев Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С.91–107.
13. Arefiev S., Rogozhin E., Tatevossian R., Rivera L. and Cisternas A. The Neftegorsk (Sakhalin Island) 1995 earthquake: a rare interplate event // Geophys. J. Int. 2000. 143. P. 1–19
14. Mogi K. Migration of seismic activity// Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univers. 1968. N 46. P.53–74.

Поступила в редакцию 20 марта 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.K. Zlobin, A.O. Bobkov

Earthquake epicenters and seismic energy distribution in the Sakhalin lithosphere before and after the Neftegorsk Earthquake of May 27 (28), 1995

An analysis was made of the relative earthquake epicenter location in the Sakhalin region and also directly in the lithospheric block, where the source of the Neftegorsk earthquake of May 27 (28), 1995 was located. The dynamics of variations of the earthquake seismic energy released in Sakhalin every year during the period of 1991-1997 was considered. Some regularities were established. They manifest themselves prior to the catastrophic Neftegorsk earthquake in the decrease of distance between the neighboring earthquake sources, in the peculiarities of the earthquake epicenter migration longitudinally and latitudinally in the Neftegorsk block, and in the concentration of energy only in this northern block and its almost complete absence in the remaining territory of Sakhalin though commonly energy is concentrated in three areas.

**О ПРИРОДЕ БОРОСИЛИКАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДАЛЬНЕГОРСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ**

*Э.Л. Школьник**, *В.И. Гвоздев**, *С.В. Малинко***, *Т.А. Пунина**, *А.Д. Слукин****,
*А.В. Игнатьев**

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

***Всесоюзный институт минерального сырья, г. Москва*

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

Детально изучены скарны Дальнегорского боросиликатного месторождения и строматолитовые постройки, открытые в районе. По особенностям строения скарнов сделан вывод об унаследовании ими текстурного рисунка строматолитовых известняков. По характеру изотопного фракционирования предполагается смешанная природа источника бора.

Ключевые слова: скарны, строматолиты, структуры, текстуры, изотопы бора, генезис, Дальнегорское месторождение, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Дальнегорское боросиликатное месторождение располагается в восточной части Приморского края, в одноименном районе, вблизи побережья Японского моря (рис.1, врезка). Оно не имеет точных генетических аналогов в совокупности известных борных месторождений мира, что заставляет искать причину уникальности месторождения в особой специфике и нестандартности сложившихся условий в период его формирования. Лишь одно месторождение – Ак-Архар, Памир, Таджикистан, относительно близко по генезису, но сложено существенно данбуритовыми рудами, которые на Дальнегорском месторождении распространены не широко. За многолетнюю (с середины 50-х годов прошлого века) эксплуатацию месторождения условия его формирования интерпретировались с разных позиций [15, 23, 25, 28, 33, 35, 40 и др.]. Находки строматолитовых образований в известняках района, в сочетании с новыми данными по изотопии бора, позволили авторам иначе рассмотреть проблему происхождения руд Дальнегорского месторождения.

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И
ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Геологическое строение месторождения неоднократно описывалось различными авторами [16, 21, 28, 38, 40], и здесь лишь кратко рассматриваются

его основные черты, важные для дальнейшего обсуждения проблемы.

Мощное, 800-метровое, почти вертикальное тело верхнетриасовых известняков (рис.1), включающее местами пачки песчаников и алевролитов, кремнистых пород и ассоциирующих вулканитов, считается олистоплакой [34, 35]. Оно прослеживается на 3,5 км, залегая согласно с вмещающими отложениями. К северо-востоку мощность известняков заметно сокращается, а к юго-западу, напротив, заметно увеличивается. Под воздействием гранитного тела, залегающего на глубине 1100–1400 м, известняки и вмещающие породы (песчаники, глинистые и кремнистые сланцы) последовательно превращены в мраморы и роговики, а затем в скарны и окооскарновые породы. При этом интенсивность скарнирования пород заметно уменьшается (до полного исчезновения) в юго-западном направлении, в то время как их перекристаллизация (контактовый метаморфизм) усиливается повсеместно. На месторождении проявлена вертикальная метасоматическая зональность относительно поверхности интрузивного контакта (рис.1, Б). По данным В.М. Щербинина и Н.А. Носенко [28, 40] вблизи контакта сплошным плащом развиты преимущественно гранат-волластонитовые скарны, которые на удалении сменяются зоной скарнов с переменным минеральным составом: гранат-волластонитовым, геденбергит-волластонитовым,

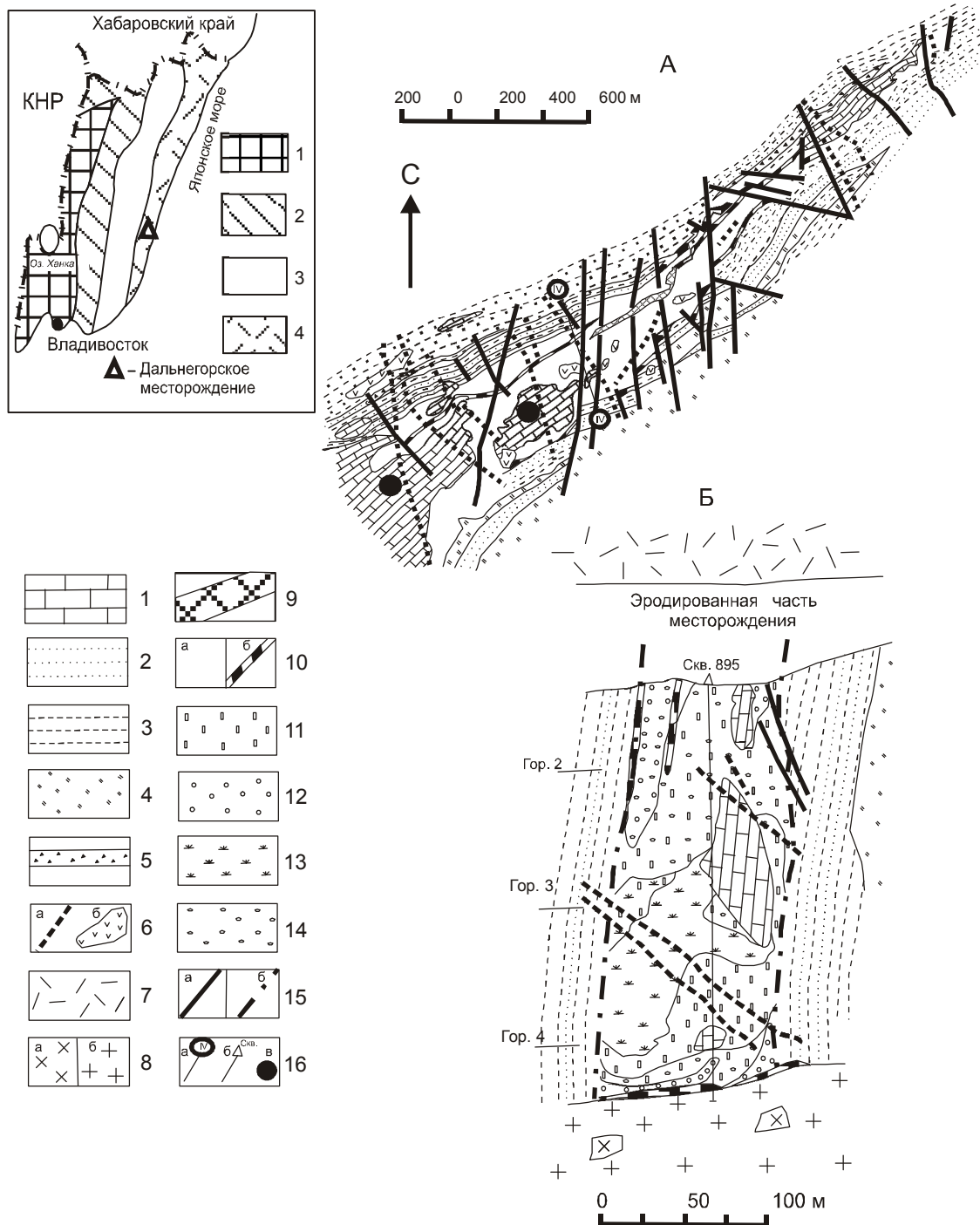


Рис. 1. Схема геологического строения (А) и схема-разрез скарново-рудного тела (Б) Дальнегорского месторождения (по [28], с добавлениями авторов).

1 – известняки; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые породы; 5 – полимиктовые брекчии; 6 – дайки (а) и интрузивы (б) габбродиабазовых и диабазовых порфиритов, трахиандезитов, эссексит-диабазов и др.; 7 – эффузивы кислого состава; 8 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты первой (а) и граниты второй (б) фазы Дальнегорского интрузива; 9 – кварц-кальцитовые зоны; 10 – скарны: по карбонатным (а) и алюмосиликатным (б) породам; 11 – пироксен; 12 – гранат; 13 – волластонит; 14 – датолит; 15 – разломы (а), границы метасоматических зон (б); 16 – линия разреза (а), скважины (б) и места находок строматолитов (в).

Врезка. Схема геолого-тектонического районирования Приморского края. 1 – Ханкайско-Буреинский кристаллический массив и его обрамление; 2 – Самаркинская террейн; 3 – осадки турбидитового бассейна и прилегающих к нему островных дуг; 4 – Прибрежный вулканогенный пояс.

датолит-геденберgit-волластонитовым, датолит-гранатовым и др. На периферии скарново-рудного поля, по вмещающим известнякам и песчано-глинистым породам получили развитие гранатовые скарны, иногда с аксинитом, эпидотом и хлоритом. Общая мощность скарнов в центральной части месторождения достигает 540 м. К флангам скарново-рудное тело разделяется на 10 субпараллельных ветвей протяженностью в сотни метров. Они имеют пластообразные, линзообразные формы, вытянуты в северо-восточном (60–70°) направлении, с падением на северо-запад под углами 70–90°. Граница распространения борного оруденения контролируется подошвой и кровлей тела известняков. Сложное строение скарново-рудной залежи обусловлено многостадийностью процесса формирования как скарнов, так и сменяющих их во времени, более низкотемпературных гидротермальных образований [15, 16, 30]. Кроме этого, структура месторождения усложнена разнонаправленными, но преимущественно поперечными тектоническими разрывами, иногда выполненными дайками или телами магматических пород.

Особенностью скарнов и руд месторождения являются их ритмично-полосчатые, полусферические текстуры типа рудных почек [35], получивших широкую известность как красивые поделочные камни. Блоки с такими текстурами (светлые – ранние скарны) имеют в сечении площадь до 100 м², а диаметр отдельных почек иногда достигает первых метров (чаще 10–15 см). Почки представляют собой чередование полос (шириной от нескольких сантиметров до долей миллиметра), сложенных преимущественно геденберgitом и волластонитом, реже гранатом (андрадитом, меньше гроссуляром) и датолитом. В центральной части месторождения по таким скарнам часто развиваются более низкотемпературные минеральные образования, которые затушевывают или полностью уничтожают их первичную полосчатую текстуру. Здесь текстуры скарнов (если они сохранились) становятся более грубополосчатыми, иногда реликтовыми или вообще массивными. Замещающий скарны минеральный комплекс включает кальцит, кварц, датолит (последующих генераций), реже эпидот, хлорит и другие минералы. Незначительно на месторождении распространены скарны с брекчиевыми текстурами, которые прямо наследуют (что весьма существенно) текстуры брекчиевых известняков.

Главный рудный минерал – датолит. Он концентрируется в волластонитовой и пироксеновой зонах полосчатых скарнов, а также в скарнах, испытавших более низкотемпературные преобразования. Кроме

датолита на западном фланге месторождения установлена данбуриновая минерализация. Скопления данбурита иногда присутствуют между полусферами ритмов геденберgit-гранатовых скарнов, реже скарнов другого минерального состава. Часто наблюдаются псевдоморфозы по данбуриту, выполненные кальцитом, кварцем и датолитом [30]. Следует отметить присутствие среди боросиликатных руд незначительно проявленного полиметаллического оруденения [29], которое на относительно небольшом (сотни метров – первые километры) расстоянии от боросиликатного месторождения также представлено масштабными скарновыми телами. Эти залежи локализованы в приконтактных частях тех же верхнетриасовых известняков, но характеризуются совершенно иными текстурно-структурными особенностями и содержат очень незначительные примеси боросиликатов.

В разные периоды изучения месторождения предлагались оригинальные генетические модели его образования. Однако они оказались не очень убедительными, поскольку либо не объясняли всей совокупности имевшихся фактов, либо не всегда соответствовали им. Удовлетворительной казалась идея о мантийном источнике бора [5–7, 24]. Она основывалась на предположении о возможной парагенетической связи бора с комплексом субщелочных даек, а также на присутствии в датолитах несколько повышенных концентраций редкоземельных элементов.

А.Е. Лисицын и С.В. Малинко с коллегами [22, 25–27] на основе изучения и обобщения данных по содержанию Rb, Sr и их отношений, а также данных по изотопному составу бора и кислорода в боросиликатах месторождения (см. ниже) пришли к выводу о полигенном характере борной минерализации. По их мнению, данбуриновое оруденение следует связывать с гранитоидами, считающимися мантийными, а датолитовое – с комплексом малых интрузий калиево-щелочных магм, возникших в результате процессов мантийного метасоматоза. При этом, признается вероятность высокого уровня водообмена между гидротермальной бороносной системой и изотопно легкими метеорными водами, активно участвовавшими в рудном процессе. В этой связи, предположение о только мантийном источнике бора представляется достаточно спорным.

После разбуривания скважинами в центральной части месторождения интрузивного штока гранитоидов вполне вероятной представлялась идея о поступлении бора из этого источника, что отчасти подтверждалось повышенными его концентрациями в гранитоидах вблизи их контакта с известняками [27, 28].

Однако такое обогащение бором интрузивных пород могло быть результатом процесса образования скарновых тел. Вместе с тем, изучение состава флюидных включений в минералах гранитоидов показало отсутствие в них солей бора [36], вследствие чего и эта гипотеза приобрела существенную неопределенность.

В.В. Раткин с коллегами [33, 34, 35], а ранее ряд других исследователей месторождения обратили внимание на определенное внешнее сходство скарново-рудных ритмитов (по терминологии авторов – это тонкополосчатые датолит-геденбергит-волластонитовые агрегаты, почки) с натечными и колломорфными образованиями. На этом основании они предположили, что скарны с датолитом образовались непосредственно из гелевых растворов в палеогидрокарстовых субвертикальных полостях известняков. По характеру структур, минеральному составу ассоциаций скарнов и закономерностям их распределения в пространстве, а также с учетом серьезных теоретических соображений [36], такую точку зрения принять невозможно. Вместе с тем, вероятно, некоторое ограниченное количество пустот, заполненных крупнокристаллическими агрегатами датолита, кальцита и кварца, могло возникнуть за счет ранних скарнов с данбуридом в местах, где они пересекаются телами андезитов. Однако чаще такие минерализованные пустоты с датолитом и кальцитом наблюдаются вне видимой связи с андезитами [13, 16].

Из-за недостаточной полноты исследований не дали определенной картины и полученные ранее данные по изотопии углерода и кислорода вмещающих известняков и бора из боросиликатов месторождения [24–26].

В сложившейся ситуации, очевидно, необходимо продолжить обсуждение исключительно сложной проблемы генезиса датолитовых руд, выдвигая и рассматривая другие варианты ее понимания. Один из таких вариантов предлагается в настоящей статье, что, возможно, будет стимулировать дальнейшие исследования в альтернативных направлениях.

Рассмотрим несколько определяющих особенностей геологии месторождения, вещественного и изотопного состава руд и вмещающих пород с учетом полученных новых данных, а также возможную природу борной минерализации.

Зональность скарнов и рудных тел

В свое время, В.А. Жариков [12] подчеркивал, что ритмичность боросиликатных скарнов не всегда понятна, а позиция боросиликатного процесса недостаточно ясна и ему соответствуют какие-то специ-

фические условия, допуская при этом наложенный характер датолитового и данбуритового оруденения.

Как отмечалось, зональность скарнов месторождения изучена достаточно полно и достоверно. И если бы скарновый процесс являлся определяющим в локализации борного оруденения, то размещение рудных тел должно было согласовываться в первую очередь с метасоматической зональностью. Однако этого не наблюдается: зональная скарновая залежь над гранитоидным куполом представляет собой сильно вытянутую полусферическую фигуру (по форме – подобна луковице), в то время как рудные тела (выделяются по данным опробования) имеют форму пластов и линз [28], границы которых субпараллельны и согласны с общим наклоном и простиранием тела известняков, располагаясь ортогонально к зональности скарнового тела (рис.1). Некоторая неопределенность контуров рудных тел возникает только около блоков мраморизованных известняков, не затронутых скарнированием, возможно, из-за частных причин. Интересно, что на начальном этапе эксплуатации месторождения предполагалось, что рудные тела имеют сферическую форму (личное сообщение В.М. Щербинина), и только после массового эксплуатационного опробования установлена их истинная морфология, подтвержденная затем в процессе добычи. Обращает на себя внимание и тот факт, что на месторождении отсутствуют разломы или зоны трещиноватости, согласные с рудными телами. Напротив, все они пересекают почти под прямыми углами как тело известняков, так и рудные тела, разделяя их на серию блоков. В этой связи возникает вопрос: не определяют ли такой характер рудных тел особенности первичного строения и состав горизонтов известняков? Тем более, что уже давно известны примеры согласного залегания данбуритовых рудных тел с вмещающими породами (в том числе и известняками) на скарновом месторождении Ак-Архар [8, 21] и датолитовых – на Вадимо-Александровском месторождении на Урале [19, 20].

Возможная природа ритмически-полосчатых текстур скарново-рудных тел месторождения

Скарны с ритмически-полосчатым строением широко распространены на месторождениях, которые образовались при взаимодействии между карбонатными (известняки, доломиты) и магматическими (средне-кислого составов) породами. Здесь следует отметить, что, несмотря на детальное изучение скарнов на природных объектах [12, 39, 40 и др.], а также экспериментальные данные [13], некоторые вопросы их происхождения часто оказываются дискуссионными. В нашем случае, принципиально важ-

ным является ответ на вопрос: наследуют ли скарны и в какой степени строение первичной породы (известняков); являются ли ритмично-полосчатые текстуры первично коллоидными образованиями? Значительная группа исследователей считает, что подобные текстуры скарнов могут возникать как в процессе метасоматических преобразований или вследствие развития систем тонкой трещиноватости, так и в результате разных скоростей химических реакций или разных соотношений концентраций реагирующих компонентов и др. [1, 2, 13, 14, 39]. Но есть наблюдения, когда полосчатое строение скарнов обусловлено строением первичной породы. Например, в работе [1] приводится фотография образца, в центре которого развит скарн с ритмично-полосчатой текстурой, а вокруг – сохраняется доломит с похожей слоистой текстурой, но не затронутый процессом скарнирования. Не менее показателен и снимок образца, в котором чередуются тонкие слои доломита и алевролита, а зоны скарнов, разные по минеральному составу, в точности повторяют слоистость (полосчатость) исходной породы. На примеры унаследования скарнами структурно-текстурных признаков и морфологических особенностей исходных пород на раннем этапе метасоматического процесса неоднократно указывали в своих работах Д.С. Коржинский [14], В.А. Жариков [12], В.П. Боголепов [3, 4] и другие исследователи.

В этой связи представляет интерес Вадимо-Александровское комплексное месторождение Турьинского рудного поля на Среднем Урале, которое изучалось А.Е. Лисицыным, С.В. Малинко и А.Д. Слуккиным в 60-е годы прошлого века [19, 20]. Месторождение приурочено к контактовым ореолам интрузивных массивов габбродиоритов и кварцевых диоритов, сопровождаемых дайками диоритовых и диабазовых порфиритов, лампрофиров. Здесь по известнякам развиты скарны, содержащие промышленные концентрации железных и медных руд, а также широко распространена борная минерализация. Эффузивно-осадочная толща среднего девона, подвергшаяся метаморфизму, разделяется на эйфельские мраморизованные известняки и живетские слоистые карбонатно-силикатные породы, которые первоначально имели сложное строение, обусловленное чередованием тонких (от долей миллиметра до 15 см) прослоек известняков (с обильными скоплениями остатков губок – спонголитов) с согласными телами плагиоклазовых и роговообманковых порфиритов, их туфов, туфопесчаников и туфосланцев. На контактах известняков с порфиритами развиты тела разных по составу метасоматических пород (пироксеновые,

пироксен-гранатовые скарны, эпидозиты и др.), мощностью до сотен метров и имеющих зональное строение. К внешним зонам этих метасоматических тел приурочены залежи медистых магнетитов и скопления халькопиритовых руд. Внутренние зоны – это слоистые силикатно-карбонатные породы (скарноиды) полиминерального состава, лишенные какой-либо зональности. Борная минерализация представлена исключительно датолитом, который отсутствует в зонах скарнов большой мощности. Пространственно он широко развит исключительно в карбонатных прослоях, обогащенных спикулами губок. Изредка датолит образует идиоморфные метакристаллы до 4 мм в поперечнике или обособления неправильной формы, которые нацело замещают такие прослои. Причем, превосходно (до деталей) сохраняется первичная структура как спикул, так и цемента, замещенного минералами (волластонит, гранат) ранних скарнов. Особенно часто датолит развивается по контактам пород различного состава, образуя в вертикальном разрезе множество прослоек мощностью до нескольких сантиметров, согласных со слоистостью вмещающих первично-осадочных пород (установлено при подсчете запасов).

Обращаясь к Дальнегорскому месторождению, укажем, что здесь неоднократно отмечалось [16, 28] присутствие известняков с брекчиевой текстурой, которая хорошо сохраняется и после скарнирования. В работе В.В. Раткина с коллегами [34] приведены и описаны фотографии образцов, в которых видно, как на обломки тонкополосчатых датолит-геденбергит-волластонитовых скарнов нарастают новые полусферические почки такого же минерального состава и строения, симметричного относительно микротрещины. Эта картина интерпретируется авторами как показательный пример образования скарново-рудных почек из коллоидных растворов. На наш взгляд, такой текстурный рисунок могли иметь и исходные карбонатные породы, которые в доскарновый период были брекчированы, с последующим “залечиванием” трещин. Тем более, значительно чаще в ранних (светлых) скарнах наблюдаются микротрещины, по которым полосчатость отчетливо смещается (рис. 2В, слева), и порода приобретает блоковое строение, что может однозначно указывать на независимость образования ритмов от метасоматических процессов.

В этой связи возникает вопрос: что представляли собой известняки, которые при метасоматическом процессе были превращены в тонкополосчатые скарны? Для исследователей, знакомых с текстурными особенностями карбонатных пород, ясно, что наиболее

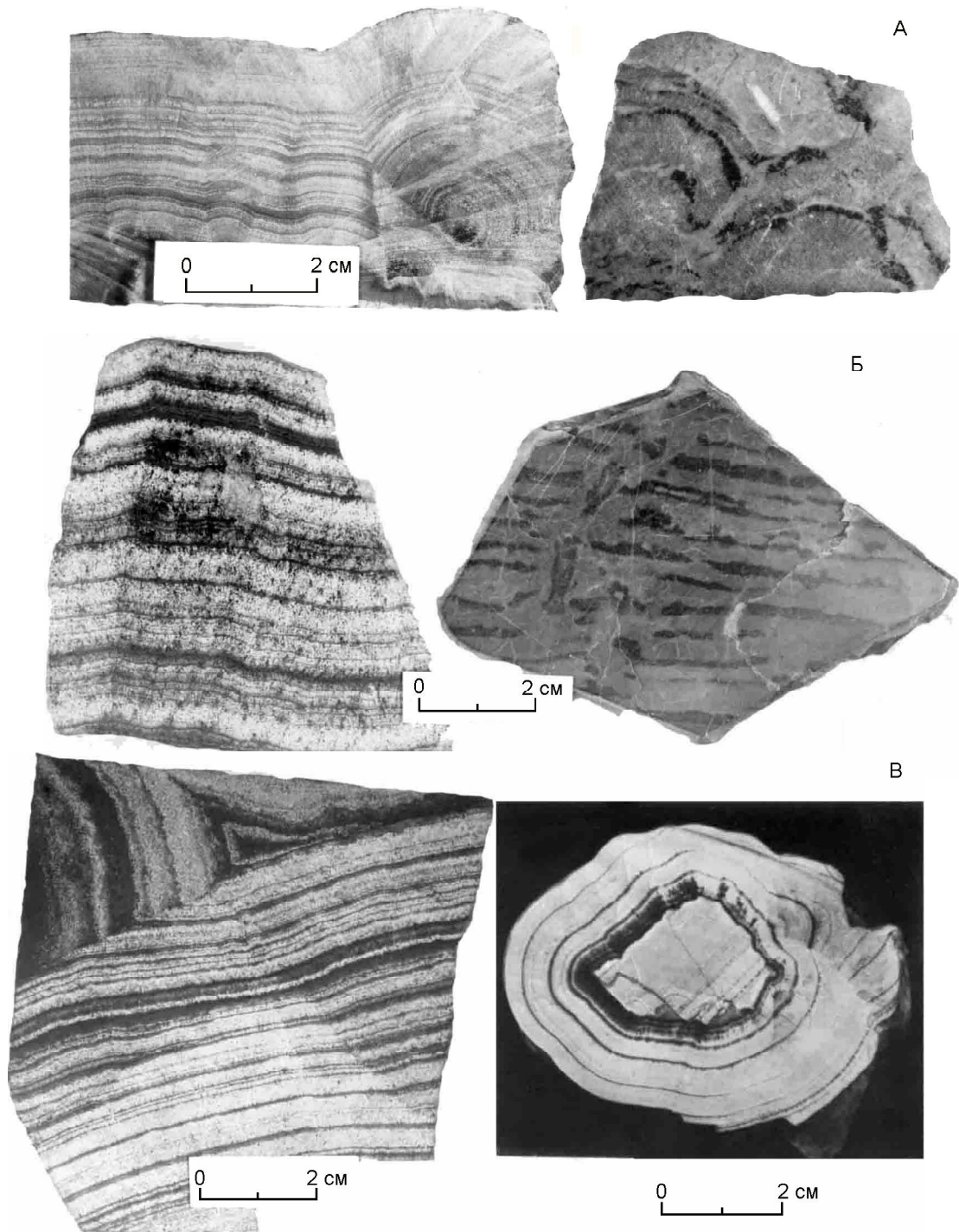


Рис. 2. Строение скарнов и строматолитов.

А – полосчатое, концентрически-зональное строение датолит-геденбергит-волластонитового раннего скарна (слева) и концентрически-зональное строение карбонатного строматолита (справа). Полированные образцы.

Б – тонкополосчатое строение датолит-геденбергит-волластонитового раннего скарна (слева) и полосчатое строение мраморизованного известняка (справа) из датолитового карьера. Полированные образцы.

В – блоковое строение раннего полосчатого датолит-геденбергит-волластонитового скарна (слева). Блоковое строение обусловлено доскарновыми нарушениями (верхняя часть снимка) и подчеркивается разной ориентировкой полосчатости скарна. Геденбергит-волластонитовый ранний скарн по онколитовому известняку, с ядром-обломком и окружающей его онколитовой оболочкой (снимок справа, по Н.А.Носенко). Полированные образцы.

лее близки к ним по внешнему виду строматолитовые известняки. Поэтому, прежде всего, было необходимо установить: имеются ли строматолиты в верхнетриасовых известняках Дальнегорского района, учитывая, что в них уже определен широкий спектр остатков кораллов? Хотя специальных исследований в этом направлении не проводилось, первая находка строматолитов в мраморизованных известняках была сделана несколько лет назад Т.А. Пуниной в районе Верхнего рудника, примерно в 3-х километрах от карьера Дальнегорского месторождения, на противоположном склоне долины р. Рудной. Здесь в коренном выходе выступает бугорообразная строматолитовая постройка высотой и шириной примерно 0,5 м, которая состоит из серии столбчато-выпуклых, полуовальных, ритмичных ламинных строматолитов. Несмотря на визуально заметную мраморизацию известняков, слойки-ламинаы отчетливо фиксируются по разнице в их окраске: более светлой или более темной. Ламинны имеют мощность 2–4 мм (в шлифах – до 0,5–1,9 мм), а высота отдельных столбиков достигает 4–5 см, при ширине в основании до 6–7 см. Частичная перекристаллизация известняков с образованием гранобластовых структур несколько затушевает первичную слоистость строматолитов. Разная окраска ламин, скорее всего, обусловлена вариациями содержания в них распыленного органического вещества. По химическому составу (CaO – 54,2; MgO – 0,9 мас.%) строматолиты близки к известнякам района Дальнегорского месторождения, в которых содержание оксида магния обычно не превышает 5–6 мас.% [31], железа – 1,4 мас.%, бора – 0,001 мас.% (ниже предела чувствительности имеющейся в нашем распоряжении аппаратуры).

На рис. 2А приведены фотографии пришлифованных образцов типичного раннего (датолит-пироксен-волластонитового) скарна и строматолита. Принципиальная общность их структурно-текстурного рисунка, по нашему мнению, не случайна и представляется достаточно убедительным доказательством их родства. Не менее показательным и сравнение образцов такого же раннего скарна и полосчатого мраморизованного известняка (рис. 2Б), отобранных непосредственно из карьера месторождения. Они характеризуют иной тип наложения, который может отвечать строматолитовым постройкам горизонтального типа. Изредка на месторождении встречаются скарны с еще более выразительными, онкоидными структурами (рис. 2В, справа). Они имеют центральное ядро, в виде отчетливого обломка со строгой параллельно-ориентированной ритмичной полосчатостью, по периферии которого наблюдается заметно более тонкополосчатая, концентрическая

оболочка. В общем, это типичный аналог онколита (S-строматолита) с обломком в центре. Подобные онколиты широко распространены в мелководных зонах с интенсивным движением воды на карбонатных шельфах низких широт [18]. Особенно велика аналогия текстурного рисунка скарна и строматолита, если образцы распилены по плоскости, параллельной к волнистой поверхности почек (рис. 3А). Перечисленные примеры дают авторам достаточные основания считать, что структурно-текстурный облик полосчатых скарнов Дальнегорского месторождения в большей степени зависит от особенностей строения первичных известняков с различными типами строматолитовых образований, являющимися неотъемлемым элементом верхнетриасовых карбонатных тел, чем от процессов, которые предлагаются в работах [2, 41]. Следует отметить, что такой взгляд не является совершенно оригинальным. Из работы С.М. Александрова [2] следует, что еще в 50-х годах прошлого века К. Тилей объяснял ритмичную полосчатость скарновых тел как результат унаследования ими полосчатости протокарбонатных построек, сложенных водорослями, названных “эозон канадиензис”. Как указывают ряд исследователей [8, 21, 32], скарны на боросиликатном месторождении Ак-Архар, как и в нашем случае, наследуют структурно-текстурные признаки исходных карбонатных пород, а датолит – даже тончайшие детали строения спикул губок.

Альтернативные представления о возможном формировании рудных почек из коллоидных растворов не подтверждаются при изучении скарнов месторождения. Признаки метаколлоидных, по Л.М. Лебедеву [17], образований обычно отсутствуют в скарнах Дальнегорского месторождения, в частности, не наблюдается их глобулярное строение. Даже относительно широкое распространение онколитоподобных форм скарновых почек, считающихся характерными для образований из гелей, не позволяет однозначно признавать такую точку зрения, ибо они не менее похожи на типовые карбонатные онколиты, которые описаны в районе месторождения. Другим характерным признаком кристаллизации из коллоидных растворов считается возможность “облекания” почками обломков ранее образованных пород. Но в этом случае следует отметить, что и при формировании строматолитовой постройки ее более поздние по времени образования обычно нарастают на более ранние (часто раздробленные) фрагменты. При этом, консистенция вещества растущего строматолитового мата часто подобна коллоидной, что позволяет даже выделять колломорфную разновидность строматолитов [31]. Кроме того, для метаколлоидных форм не характерны [17] шестоватое строение минеральных

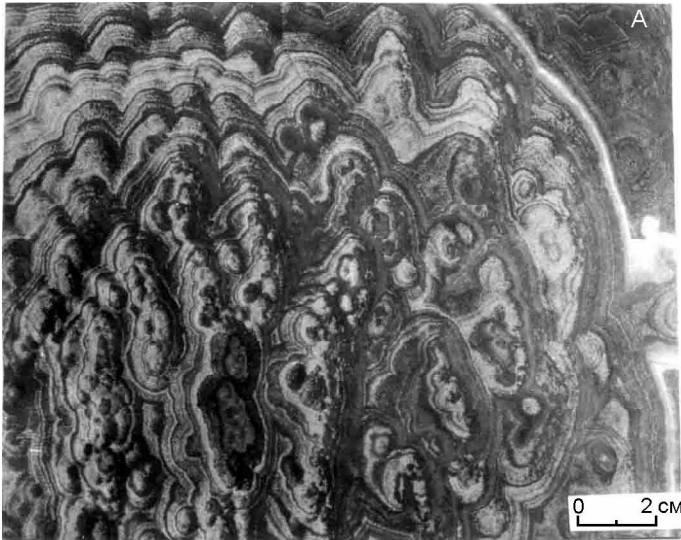
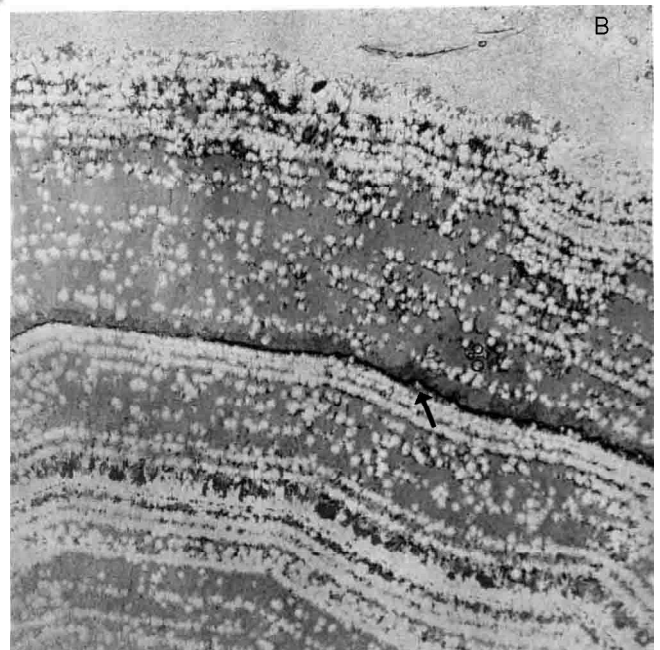


Рис. 3. Строение скарнов.

А – датолит-геденбергит-волластонитовый ранний скарн; срез, ориентированный близкопараллельно волнистой поверхности, имеет максимальное сходство с строматолитовыми постройками. Полированный образец.

Б – данбурит, образовавшийся по плоскостям наложения песчаников на их контакте с известняками (по Н.А. Носенко). Уменьшено в два раза.

В – фрагмент тонкополосчатого геденбергит (темно-серое)-датолит (белое)-волластонитового (серое) раннего скарна с скоплениями пелитоморфного криптозернистого вещества (черное, указано стрелкой) по границам зон разного минерального состава. Шлиф, без анализатора, увел. $8\times$.



ритмов (формы, присущие геденбергиту и волластониту как кристаллическим образованиям) и хорошее расщепление (скорлуповатость) по плоскостям между границами ритмов, а также непостоянство ритмов кристаллизации и их многокомпонентность (не только двух-, но и трех-, четырехкомпонентные).

Несомненно, метасоматические процессы (контактовый метаморфизм, скарнирование) в определенной степени изменили первоначальные черты пород. В одних случаях границы между зонами (полосками) резко подчеркнуты (разница в окраске за счет перераспределения компонентов), в других – затушеваны (в результате перекристаллизации пород) до возникновения более грубополосчатых текстур.

Изотопные данные

На месторождении А.В. Игнатьевым с коллегами [42] выполнен значительный объем изотопных определений углерода и кислорода карбонатов, ото-

бранных из известняков (в разной степени измененных контактовым метаморфизмом), скарнов, руд и поздних кальцитовых прожилков. Полученные результаты показаны на рис. 4, из которого следует, что по вариациям $\delta^{13}\text{C}$ (от +0,5 до 4,5‰) известняки позднего триаса близки к породам морских фаций (поле I). По мере возрастания степени преобразования известняков (контактовый метаморфизм, а затем скарнирование) отмечается тенденция к облегчению изотопного состава углерода карбонатов (поля II, III).

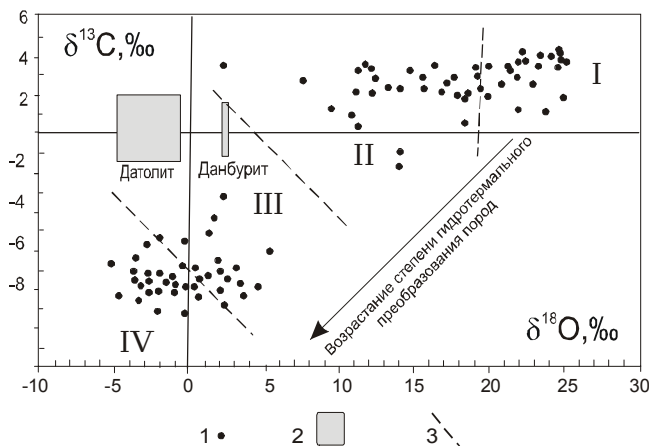


Рис. 4. Изотопный состав углерода и кислорода пород и минералов Дальнегорского месторождения.

1 – точки состава карбонатов; 2 – области состава кислорода минералов бора; 3 – условные границы карбонатов из пород разной степени гидротермального преобразования. Римскими цифрами указаны поля составов: I – известняки; II – мраморизованные известняки и мраморы; III – карбонат из скарнов; IV – карбонат из поздних кальцитовых жил.

Наиболее низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до -9%) характеризуются карбонаты из руд и поздних (кальцитовых) прожилков (поле IV).

Таковую же тенденцию имеют вариации в изотопном составе кислорода карбонатов. По мере возрастания степени метаморфизма известняков $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от $+20$ – $+27$ до $+19$ – $+7\%$. Кальциты из скарнов, руд и поздних прожилков имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ в пределах от $+5$ до -5% .

Данные по изотопному составу бора и кислорода датолитов и данбуритов месторождения неоднократно публиковались [22, 25, 26, 34, 35]. Недавно новые результаты были любезно переданы нам сотрудником Вашингтонского университета США Д. Вудом и помещены в Internet [41, 42]. Это позволило обобщить их и получить достаточно полную картину для датолитов; для данбуритов, к сожалению, анализы пока еще единичны (табл.). Датолиты месторождения характеризуются вариациями $\delta^{11}\text{B}$ в пределах от -9 до -28% . При этом, $\delta^{11}\text{B}$ датолита из ранних скарнов (датолит I) изменяется от -9 до -13%

Таблица. Изотопный состав датолитов и данбуритов Дальнегорского месторождения и минералов бора некоторых месторождений мира.

По С.И. Малинко и др. [24–27]		По Д. Вуду и др. [41]		По В.В. Раткину и Б.Н. Ватсону [35]
Датолиты Дальнегорска				
$\delta^{11}\text{B},\%$	$\delta^{18}\text{O},\%$	$\delta^{11}\text{B},\%$	$\delta^{18}\text{O},\%$	$\delta^{11}\text{B},\%$
-16,0		-12,25	-1,6	-9,6
-18,3		-13,10	-2,97	-15,13
-23,2		-11,70	-	-14,74
-25,7		-15,10	-1,15	-15,53
	-5,3	-14,90	-1,07	-11,60
	-3,7	-13,75		-28,69
	-2,7	-14,30		
	-2,2	-17,35		
	-1,6			
Данбуриты Дальнегорска				
35,6		-17,25		+17,68
	+2,2	-13,35		
Месторождения мира, по С.В. Малинко и др. [24–27]				
$\delta^{11}\text{B},\%$	Минерал	Генетический тип месторождения	Название месторождения	
+11,4	Данбурит	Осадочный	Гаурдак	
-18,2	Данбурит	Скарновый	Ак-Архар	
+26,28	Колеманит	Галогенный	Индер	
+8,97	Колеманит	Галогенный	Эмет, Турция	
+13,28	Колеманит	Вулканогенно-осадочный	Долина смерти, Калифорния	
+18,3	Колеманит	Вулканогенно-осадочный	Сан-Бернардино, Калифорния	
+23,8	Пандермит	Галогенный	Индер	
+4,03	Пандермит	Вулканогенно-осадочный	Султан-Гаир, Турция	
+23,8	Иньоит	Галогенный	Индер	
-13,3	Бура	Вулканогенно-осадочный	Крамер, Калифорния	

[34]; из поздних (датолит II) – от -14 до -20‰, а из прожилков и пустот выполнения в известняках (датолит III) – от -25 до -28‰. Для данбуритов месторождения из-за небольшого числа анализов определенные выводы сделать пока не возможно, но значительные вариации $\delta^{11}\text{B}$ от +17 до -25‰, видимо, указывают, что изотопное фракционирование здесь имело место. Особого внимания заслуживают данные по данбуриту ($\delta^{11}\text{B} = +17\%$), полученные В.В. Раткиным и Б.Н. Ватсоном [35]. Такие значения изотопного состава характерны для диагенетического данбурита из борных месторождений осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса [8, 32]. Если это так, то вполне понятно присутствие на месторождении пустотелых конусовидных образований данбурита, иногда очень похожих на раковинки (рис. 3, Б), которые встречаются на плоскостях наложения меловых песчаников, вмещающих известняковую толщу.

Данные по изотопному составу кислорода датолита и данбурита, приводимые С.В. Малинко и др. [24, 26] и Д. Вудом и др. [41], интерпретируются по-разному. Облегченный изотопный состав кислорода датолита ($\delta^{18}\text{O}$ от -1,6 до -5,3‰) С.В. Малинко с соавторами объясняют специфическими условиями формирования Дальнегорского месторождения, а именно, высоким уровнем водообмена между гидротермальной бороносной системой и изотопно-легкими метеорными водами. В противоположность этой точке зрения, данные по датолиту, полученные Д. Вудом с соавторами ($\delta^{18}\text{O}$ от -1,07 до -2,97‰), дали возможность им предположить, что бор заимствован из вмещающих терригенно-кремнистых отложений, а флюиды, участвовавшие в процессе образования скарнов, содержали не ювенильную, а метеорную воду. Если учесть, что воздействию флюидов подверглись преимущественно известняки, то логичнее полагать, что именно они являются источником подавляющей части бора.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

По мнению авторов, проблема источника бора может быть решена при сопоставлении приведенных выше сведений об его изотопном составе с особенностями строения ранних скарнов, сохраняющих структурно-текстурные особенности протоизвестняков. Хотя общая характеристика скарнов неоднократно рассматривалась [7, 8, 16, 28], некоторые важные особенности их строения остались недостаточно или вообще не освещенными. Так, в ранних скарнах проявлена ритмическая полосчатость двух типов. Первый тип полосчатости характеризуется четкими, резко очерченными границами между ритмами, кото-

рые, как правило, имеют разный, почти мономинеральный состав: геденбергитовый, волластонитовый, гранатовый или датолитовый. Внутри этих ритмов, например, наряду с преобладающим геденбергитом, могут присутствовать кристаллы волластонита, датолита и др. При микроскопическом изучении установлено, что границы между ритмами представляют собой полоски пелитоморфного, криптокристаллического вещества (рис. 3, В), относительно которых строго ортогонально располагаются шестоватые кристаллы геденбергита и волластонита. Последние в точности повторяют текстурный рисунок породы. Очевидно, что кристаллизация шла в направлении от таких полосок-границ, как от подложки [9, 10], так как они никогда не пересекаются новообразованными кристаллами. Вполне естественно полагать, что эти границы уже существовали до начала метасоматического процесса и отражали первичную слоистость (поверхности наложения) известняка. Поскольку при наклонном положении этих границ отсутствуют примеры изгибов нарастающих кристаллов, то это еще одно подтверждение их метасоматического роста, а не роста кристаллов в свободной среде (растворе) под влиянием гравитации. Вероятнее всего эти границы служили подводящими микроканалами для скарновых растворов.

Второй тип полосчатости характеризуется ритмами с нечеткими, расплывчатыми границами и полиминеральным составом. Обычно это более тонкая полосчатость, проявленная внутри ритмов первого типа. Под микроскопом (рис. 3, В) наблюдается: ориентировка микрополосок субпараллельно границам ритмов первого типа, их почти постоянно прерывистое строение и невыдержанный по простиранию, комбинированный минеральный состав; прорастание кристаллов через границы из одной микрзоны в другую. Например, часто имеют место случаи, когда полоски сложены серией небольших призматических кристаллов датолита, вытянутых в цепочку и разделенных шестоватыми кристаллами волластонита, геденбергита. При этом, между датолитом, геденбергитом и волластонитом не видны реакционные взаимоотношения: каждый из них как бы занимает свое особое место, независимо друг от друга [15, 16]. Необходимо отметить, что и мономинеральные полосы раннего датолита имеют такие же резкие границы, как ритмы первого типа. В случаях, когда ранние скарны преобразованы более поздними процессами перекристаллизации, наблюдаются структуры замещения геденбергита и волластонита датолитом (совместно с кварцем и кальцитом) более поздних генераций.

Как отмечается всеми исследователями месторождения [15, 16, 24, 27], волластонит и геденбергит кристаллизовались в диапазоне температур 500–600°C, а датолит-1 – при 300–350°C.

Сопоставляя рассмотренные выше взаимоотношения минералов и минеральных ритмов с температурами кристаллизации минералов, можно утверждать, что замещаемая порода была неоднородна по химическому составу и что минералы бора присутствовали в ней до процесса образования скарнов. Если бы это было не так, то в рудах мы наблюдали бы только структуры замещения высокотемпературных парагенезов (волластонит, геденбергит) более низкотемпературными (датолит, кварц, кальцит). Наиболее вероятно предположить, что это были кальциевые бораты, которые при биметасоматозе в участках пород, обогащенных ими, вполне легко могли перекристаллизовываться в кальциевые боросиликаты, по аналогии с тем, как образуются кальциевые и железо-кальциевые силикаты. В этой связи трудно согласиться с точкой зрения Л.Д. Куршаковой [15, 16], которая предполагала, что на ранних этапах скарнирования часть полос известняков не замещались волластонитом и геденбергитом, а оставались карбонатными по составу и только при последующем гидротермальном процессе избирательно замещались датолитом. Это мнение не подтверждается геологическими наблюдениями взаимоотношений между минералами, но согласуется с предлагаемой выше последовательностью кристаллизации минералов [24, 28, 34].

К изложенному следует добавить еще ряд любопытных наблюдений. Газово-жидкие включения в датолитах (первой генерации) месторождения содержат: в твердой фазе – галит; в растворе – соли хлоридов K, Na, Ca, боратов; в газовой фазе – CH_4 и N_2 [36]. Эти данные согласуются с результатами, полученными при нагревании в запаянных трубках датолитов и данбуринов месторождения. Выделившиеся при этом газы (CH_2 , CH_3 и группы COO^+) могут свидетельствовать о присутствии в минералах солей органических кислот или их смеси с алифатическими углеводородами, содержащими группы CH_2 , CH_3 [22, 24]. Предположение, что эти газы являются остаточными от первичной среды седиментации известняков, не менее достоверно, чем альтернативный взгляд о том, что это один из показателей состава метасоматических растворов. Несомненно и то, что ранние скарны с датолитом возникли по органогенным известнякам, но совсем не обязательно считать, что для их образования указанные органические соединения поступали из глубинного источника. В действительности, такой состав газов может отражать и

биогенную природу известняков, но это требует дальнейших специальных исследований.

Теперь можно полагать, что уникальность Дальнегорского месторождения объясняется нестандартным сочетанием особых обстоятельств его образования. К их числу, прежде всего, следует отнести формирование строматолитовых построек в отдельные этапы накопления верхнетриасовых известняков, которые в общем характеризуются фациями открытого моря, банок, рифов и т. п., о чем свидетельствуют наличие в них кораллов, мегалодоновых ракушнякав, седиментационных брекчий, онколитовых разновидностей известняков. Сложное строение карбонатной толщи, включающей широкий спектр литолого-фациальных разновидностей, прослой терригенных и кремнистых пород, говорит о неоднородном, варьирующем развитии седиментационного процесса, при котором цианобактериальные маты составляли ограниченные по площади и в вертикальном разрезе отложения. Как известно [18, 31], последние могут развиваться не только в условиях открытого побережья, но и в соленоводной (до эвапоритовой) обстановках, предпочтительно во вдающихся заливах, замкнутых озерах и лагунах побережья или рифовых островах, где площади распространения строматолитовых построек и матов могут колебаться от десятков до многих тысяч квадратных метров [17, 30]. Хорошо известные примеры строматолитовых накоплений с борной экзогенной минерализацией в бассейне Грин Ривер, США [8, 32], а также боронакопления в современных озерах Боливии, в участках интенсивного развития водорослевых биоценозов (32), показывают, что ассоциация строматолитовых отложений с борной минерализацией не может считаться запрещенной. В нашем случае, присутствие в разрезах карбонатной толщи вулканитов и кремнистых пород дает основание предполагать возможность периодического воздействия на известняки низкотемпературных термальных бороносных растворов, разгрузка которых могла приводить к поступлению во временные водоемы боратов, подобно тому, как это происходит сейчас в некоторых регионах мира [21, 32]. Хотя известняки в большей части разреза могли и не содержать бораты, но даже эпизодическое их накопление должно проходить в условиях достижения высоких концентраций бора, достаточных для формирования на наслоениях водорослевых матов прослоев кальциевых боратов разной мощности. Конечно, авторы понимают, что в условиях интенсивного контактового метаморфизма, а затем скарнирования известняков слишком мала вероят-

ность их обнаружения. Несомненно и то, что важную роль играли процессы образования ранних (биметасоматические, по Д.С. Коржинскому [14] или В.А. Жарикову [12]) скарнов, при которых могло происходить перераспределение бора в карбонатной толще, подобно тому, как это имеет место в скарнах полиметаллических [11] и других месторождений, а также затушевывание первичных литолого-фациальных особенностей известняков. В целом же становится понятным, что, даже в масштабах планеты, такие условия формирования боросиликатного оруденения, как на Дальнегорском месторождении, не могут быть сколько-нибудь частыми.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают исключительную благодарность Л.Н. Хетчикову, В.М. Щербинину, Ф.С. Ростовскому, С.А. Коренбауму, С.С. Зимину, Г.П. Василенко за плодотворное и заинтересованное обсуждение статьи на разных этапах ее подготовки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С.М. Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации. М.: Наука, 1982. 272 с.
2. Александров С.М. Явления самоорганизации при прогрессивном метасоматозе карбонатных пород // Геохимия. 1995. № 9. С. 1323–1338.
3. Боголепов В.Г. Два периода метасоматического минералообразования // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1965. XCIV. Вып. 2. С. 149–163.
4. Боголепов В.Г. Эндогенный и экзогенный метасоматоз, признаки сходства и различия // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Вып. 2. Ч. III. С. 137–148.
5. Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 1. С. 186–189.
6. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
7. Говоров И.Н., Илупин И.П., Харьков А.Д., Голубева Э.Д., Денисов Е.П. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
8. Горбов А.Ф. Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 207 с.
9. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. 284 с.
10. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975. 339 с.
11. Ежов С.В. Главные черты генезиса скарново-полиметаллических месторождений Алтын-Топканского рудного района // Докл. АН. 1994. Т. 337, № 2. С. 224–227.
12. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. 719 с.
13. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.
14. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
15. Куршакова Л.Д. О датолите и его месте в последовательности образования боросиликатных скарнов // Геология руд. месторождений. 1968. № 3. С. 31–42.
16. Куршакова Л.Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976. 274 с.
17. Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 311 с.
18. Лидер М.Р. Седиментология. М.: Мир, 1968. 439 с.
19. Лисицын А.Е. Уральская бороносная провинция // Отчет геология. 1996. №3. С. 25–30.
20. Лисицын А.Е., Малинко С.В. Особенности датолитовой минерализации в скарноидях контактово-метасоматического месторождения Урала // Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 155–162.
21. Лисицын А.Е., Малинко С.В., Орлова Е.В. Геологические особенности и поисковые критерии промышленных месторождений бора // Геология месторождений твердых полезных ископаемых ВИМС. М.: Недра, 1966. Вып. 2. 64 с.
22. Лисицын А.Е., Малинко С.В. К проблеме источника рудного вещества при формировании эндогенных месторождений бора // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 91–92.
23. Малахов В.В., Игнатъев А.В., Носенко Н.А. Об условиях образования борной минерализации Дальнегорского месторождения по данным о химическом и изотопном составе карбонатов // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 68–76.
24. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Руднев В.В., Миронова О.Ф., Семенов Ю.В., Ходаковский И.Л. Физико-химические параметры процессов формирования промышленного боросиликатного оруденения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, Сиб.отд-ние, 1979. Т. 1. С. 98–106.
25. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Сумин Л.В. Изотопы бора в минералах – индикаторы источника рудного вещества // Сов. геология. 1982. № 3. С. 89–97.
26. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Сумин Л.В. Изотопный состав бора в природных боратах и боросиликатах как индикатор условий их образования // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 2. С. 453–456.
27. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические параметры формирования скарново-борного оруденения в активных континентальных окраинах // Зап. ВМО. 1994. Ч. CXXII. № 4. С. 10–20.
28. Носенко Н.А. Геология и генезис Дальнегорского борного месторождения: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 26 с.
29. Носенко Н.А., Чернышев А.В. Сульфидная минерализация Дальнегорского скарно-боросиликатного месторождения // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 34–48.
30. Носенко Н.А., Раткин В.В., Логвенчев П.И., Полохов В.П., Пустов Ю.К. Дальнегорское боросиликатное месторождение – продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Докл. АН. 1990. Т. 312, № 1. С. 178–182.

31. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с.
32. Озол А.А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1983. 206 с.
33. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. О роли коллоидов и палеогидротермальных полостей в формировании ритмично-полосчатых руд Дальнегорского боросиликатного месторождения // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 6. С. 1214–1217.
34. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. Палеогидротермальный карст – важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 97–108.
35. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарное боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 95–103.
36. Степанов В.И. О происхождении так называемых “колломорфных” агрегатов минералов // Онтогенические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970. С. 198–206.
37. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Руб А.К. Особенности флюидного режима некоторых гранитоидных систем Приморья: Препр. Владивосток, 1991. 40 с.
38. Чернышев А.В., Щербинин В.М. Изучение Дальнегорского известково-скарнового месторождения // Разведка и охрана недр. 1982. № 8. С. 19–24.
39. Шабынин Л.И. К проблеме генезиса ритмических полосчатых скарно-грейзеновых образований // Геохимия. 1977. № 9. С. 1424–1434.
40. Щербинин В.М. Некоторые особенности метасоматической зональности известково-скарнового месторождения // Глубинность и зональность оруденения. Владивосток, 1971. С. 40–43.
41. Wood D.H., Palmer M.R., Carpenter S.B., Nosenko N.A. Preliminary geological and geochemical results from studies of the Dalnegorsk Borosilicate Deposit Dalnegorsk, Primorye Region, Russian Far East. <http://134, 121, 242, 27 /pages/skarn.html>.
42. <http://www.gsilab.marine.su/English/ArticalE/Dalnegor/DATOL1.htm>

Поступила в редакцию 10 декабря 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

E.L. Shkolnik, V.I. Gvozdev, S.V. Malinko, T.A. Punina, A.D. Slukin, A.V. Ignatyev

The origin of borosilicate mineralization of Dalnegorsk deposit, Primorye Territory

The skarns of the Dalnegorsk borosilicate deposit and stromatolite build-ups discovered in the district have been studied in detail. The features of the skarn structure allowed the conclusion that they inherited the structural pattern of the stromatolite limestones. The character of isotope fractionation suggests a mixed nature of the boron source.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ*

*П.В. Ивашов**Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

В издательстве "Логос" (г. Москва) в 2000 году в рубрике "Учебник для XXI века" в рамках Федеральной программы книгоизданий России при спонсорском содействии ООО "Хасынская геолого-разведочная экспедиция" (г. Магадан) вышла книга В.А. Алексеенко "Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых" [2], рекомендованная Министерством образования РФ в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальностям и направлениям "Геология", "Геохимия", а также специальностям группы "Геология и разведка полезных ископаемых".

Это второе издание названной книги, первое издание вышло в 1989 году в издательстве "Высшая школа" [1]. По существу, новая книга – единственный учебник по названной тематике, вышедший из печати за последние 10 лет. Благодаря геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых, применяемым в СССР с 30-х годов XX века, в бывшем Советском Союзе было открыто и разведано немало месторождений самых разнообразных полезных ископаемых. Публикация нового учебника свидетельствует о том, что геохимические методы поисков полезных ископаемых и в настоящее время в России также являются одними из основных при обнаружении месторождений цветных, редких, рассеянных и благородных металлов, нефти, газа, сырья для атомной энергетики и атомной промышленности.

Автор нового, капитально переработанного и дополненного по сравнению с первым изданием учебника по геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых В.А. Алексеенко – широко известный в России и за рубежом ученый геолог-геохимик, доктор геолого-минералогических наук, профессор, действительный член Российской академии естественных наук (РАЕН) и Международной академии наук высшей школы (МАИ ВШ), заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации (1995 г.), директор Новорос-

сийского (г. Новороссийск) научно-исследовательского института геохимии биосферы Ростовского государственного университета, награжденный медалью П.Л. Капицы (1998 г.) за открытие геохимических законов природы.

В.А. Алексеенко в свое время на территории бывшего СССР были проведены и проводятся сейчас на полигонах юга России производственные работы и научные исследования по разработке и практическому применению геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. Полученные им производственные материалы и научные разработки легли в основу учебника.

Кроме того, В.А. Алексеенко имеет большой опыт преподавания дисциплины "Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых". Тесное сочетание производственной, научной и преподавательской деятельности позволило В.А. Алексеенко создать наиболее полный и современный учебник по геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых, учитывающий практически все современные научные и производственные достижения в области поисковой геохимии. Важно то, что новый учебник охватывает геохимические поиски не только твердых полезных ископаемых, в частности, рудных месторождений, но и жидких и газообразных, например, месторождений нефти и газа. Ценность учебника заключается еще и в том, что в нем в виде отдельных разделов рассмотрены уже вошедшие в поисковую практику, разработанные В.А. Алексеенко термобарогеохимические методы поисков и методы ландшафтной геохимии, также используемые при поисковых работах.

Структура учебника представлена 10-ю главами, каждая из которых, имеет разделы и подразделы, детализирующие и систематизирующие изложение текста.

Глава 1. Методы анализа геохимических проб. В ней приведена характеристика современных методов анализа геохимических проб – эмиссионного спектрального, атомно-абсорбционного, рентгенора-

* Рецензия на учебник В.А. Алексеенко "Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых" [2].

диометрического, изотопного и др. Отмечено, что за последние 50 лет наибольшее распространение при массовых геохимических поисках месторождений полезных ископаемых получил эмиссионный спектральный анализ, с помощью которого можно одновременно определять в исследуемых объектах (пробах) – породах, почвах, растениях, водах – свыше 70 химических элементов. Простота применения, высокая чувствительность, определение одновременно в пробах из одной и той же навески большого числа химических элементов делают этот вид анализа незаменимым при производственных работах и научных исследованиях, особенно при использовании компьютеров для расшифровки спектрограмм.

Глава 2. Особенности миграции элементов в верхних оболочках Земли. В этой главе рассмотрены формы нахождения химических элементов в земной коре, внутренние и внешние факторы их миграции, а также накопления многих рудных металлов на геохимических барьерах, как природного, так и техногенного происхождения.

Глава 3. Общие принципы геохимических методов поисков. Здесь рассмотрены основные геохимические понятия, связанные с обнаружением месторождения того или иного полезного ископаемого при поисковых работах: первичные и вторичные геохимические ореолы, геохимические индикаторы, геохимические аномалии, геохимические ассоциации химических элементов, поисковые критерии, поисковые признаки и т. д. По существу, детально и обстоятельно дана общая характеристика принципов геохимических поисков и понятийного аппарата, задействованного в процессе поисковых работ. Описаны геохимические и металлогенические провинции, геохимические зоны, пояса и узлы, а также геохимические эпохи рудообразования в геологической истории Земли.

Глава 4. Ландшафтно-геохимические исследования при проведении поисков геохимическими методами. Эта глава представляет собой методологическую основу геохимических поисков месторождений полезных ископаемых. Как известно, геохимия ландшафта определяет тактику и стратегию применения геохимических методов поисков месторождений применительно к конкретной территории или полигону поисковых работ [3, 5]. Поэтому в данной главе подробно описаны принципы рационального использования особенностей геохимии ландшафта для оптимизации применения геохимических методов поисков, обосновано понятие о геохимических ландшафтах и их классификации, раскрыто значение ландшафтно-геохимических карт для геохимических поисков, приведены разработанные и сформули-

рованные автором учебника законы поведения химических элементов в геохимических ландшафтах.

Глава 5. Первичные ореолы элементов-индикаторов. В этой главе рассмотрены морфология, размеры, состав элементов-индикаторов и минералов-индикаторов первичных ореолов. Формы нахождения химических элементов в ореолах самых разнообразных месторождений – магматических, постмагматических, экзогенных, нефтяных и газовых, стратифицированных (осадочных) и т. д. Кроме того, здесь приведены геохимические критерии потенциальной рудоносности тех или иных массивов горных пород на основе количественного содержания в них рудных минералов и концентрации рудных химических элементов в этих минералах.

Глава 6. Первичные термобарогеохимические ореолы. Материалы этой главы учебника посвящены описанию твердых, жидких, газовых и газожидких включений в минералах и возможностей использования этих включений для обнаружения и характеристики ореолов рудной минерализации. Показано, что первичные ореолы включений в минералах образуются около пегматитовых, гидротермальных, а также стратифицированных рудных месторождений. Размеры этих ореолов почти всегда превышают аналогичные параметры первичных ореолов химических элементов-индикаторов, что позволяет широко использовать термобарогеохимические ореолы при поисках первичных рудных месторождений.

Глава 7. Вторичные ореолы рассеяния. Такие ореолы рассеяния химических элементов, как известно, образуются при разрушении (выветривании) рудных тел и сопровождающих их первичных ореолов, как правило, с последующей миграцией минерального вещества – продуктов гипергенеза. Поэтому в главе детально описаны общие закономерности формирования вторичных ореолов рассеяния металлов, в частности литохимических, биогеохимических, гидрогеохимических, атмосферических, шлиховых, т. е. возникающих в почвах, в растениях, в поверхностных водах, в атмосферном воздухе, а также в шлиховых пробах, когда появляются отдельные минералы или их ассоциации, связанные с рудными месторождениями.

Глава 8. Практика геохимических поисков по первичным ореолам.

Глава 9. Практика геохимических поисков по вторичным ореолам. В этих главах изложены условия применения геохимических поисков по названным ореолам, картографическая основа поисков, методы отбора и обработки проб, графического изображения результатов анализов, принципы оценки рудных аномалий путем расчета соответствующих коэф-

фициентов и т. д. Наиболее подробно описаны принципы и практика геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния, по которым традиционно имеется большая информация, получаемая как производственными, так и научными учреждениями, занимающимися разработкой теоретических основ геохимических поисков рудных месторождений. Поэтому не случайно по вторичным ореолам рассеяния химических элементов разработаны и нашли применение в практике фактически самостоятельные виды геохимических поисков – литохимические, биогеохимические, гидрогеохимические, атмосферические и шлихо-геохимические.

Глава 10. Комплексование геохимических методов поисков и районирование территории по условиям их эффективного ведения. Эта глава учебника посвящена комплексному использованию различных геохимических методов одновременно или в определенной последовательности с целью оптимизации поисковых работ и рационального использования средств и времени. На конкретных примерах показано, что выбор соответствующего сочетания методов геохимических поисков определяется целевым заданием и детальностью исследования той или иной территории, а также стадией геолого-разведочного процесса, начиная от рекогносцировочных поисков и кончая вскрытием рудных тел. Здесь же изложены основные требования к районированию территорий по условиям эффективного проведения поисков месторождений полезных ископаемых геохимическими методами в зависимости от масштаба работ и составлению соответствующих карт районирования на основе геохимических ландшафтов. При этом особо подчеркнута, что необходимо учитывать не просто ландшафты, а ландшафтно-геохимические условия, особенно при выявлении геохимических аномалий с помощью среднemasштабных, крупномасштабных и детальных ландшафтно-геохимических карт.

Все главы учебника сопровождаются контрольными вопросами, что будет облегчать студентам и аспирантам освоение изложенного материала. Кроме того, каждая глава учебника аннотирована на английском языке. В учебнике имеется список литературы – важнейших книг по поисково-геохимической тематике.

Несмотря на все вышеизложенные научные и учебные достоинства учебника "Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых", следует указать на отсутствие в нем главы об истории становления, развития и применения геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых как в нашей стране, так и за рубежом, и

о роли советских, российских и зарубежных ученых в разработке методологических основ и методических положений геохимических поисков как геологической науки. Хотя во введении и указываются некоторые исторические моменты и отдельные ученые, но этого недостаточно для рассмотрения такой учебной дисциплины, имеющей важное теоретическое и практическое значение, особенно для производственных организаций, связанных с непосредственным применением геохимических методов поисков.

Кроме того, в учебнике слабо использован большой опыт разработки теоретических основ и практических приемов биогеохимического метода поисков рудных месторождений применительно к территории Дальнего Востока России, в пределах Тихоокеанского рудного пояса [4, 5 и др.], особенно в области биогеохимической индикации оловорудной минерализации [4 и др.]. Это важно в том отношении, что юг дальневосточного региона России, с одной стороны, характеризуется специфическими природными чертами, обусловленными муссонным климатом, в частности уникальной растительностью, известной во всем мире как "уссурийская тайга". С другой стороны, здесь сосредоточены разнообразные в генетическом отношении известные месторождения и перспективные площади на открытие новых месторождений руд цветных, редких, рассеянных и благородных металлов, в частности олова, вольфрама, платины, золота, бериллия, ртути и др.

Однако замечания эти мелкие, они, конечно, не влияют на научную и учебную значимость учебника.

В целом надо отметить, что выход в свет учебника "Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых" – это большое достижение Российской науки и образования в области прикладной геохимии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Высшая школа, 1989. 231 с.
2. Алексеев В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Логос, 2000. 354 с.
3. Глазковская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964. 230 с.
4. Ивашов П.В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений применительно к территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
5. Ивашов П.В. Биогеохимические исследования на рудных месторождениях Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1991. 131 с.

Поступила в редакцию 2 июня 2002 г.

ХРОНИКА

IV КОСЫГИНСКИЕ НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ

Н.П. Романовский, Ю.Ф. Малышев, С.М. Родионов

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

В период с 21 по 23 января 2003 г. в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) прошли IV Косыгинские чтения "Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии". Косыгинские научные чтения проводятся регулярно один раз в два года и посвящаются памяти основателя ИТиГ академика Юрия Александровича Косыгина, чье имя носит в настоящее время Институт тектоники и геофизики.

Академик Ю.А. Косыгин был одной из ведущих фигур отечественной тектоники XX века, продолжателем лучших традиций русской геологической школы. Круг его научных интересов был необычайно широк: от вопросов геологии и геофизики нефтегазоносных областей и тектоники докембрия континентов до общих проблем организации и эволюции планеты Земля. Неоценим вклад Юрия Александровича в разработку методологии геологических исследований, усовершенствование принципов и фундаментальной понятийной базы тектоники. Редкий по глубине и охвату научный кругозор позволил ему постоянно выступать инициатором принципиально новых разработок, поддерживать применение в геологии современных методов и достижений смежных наук.

Огромное значение для познания строения земных недр Ю.А. Косыгин придавал геофизическим исследованиям. Он был одним из пионеров применения математических методов в геологии. Именно Юрием Александровичем была начата грандиозная работа, посвященная систематизации тектонических и других терминов и понятий и составлению соответствующих справочников, охватывавших всю существовавшую на то время понятийно-терминологическую базу геологической науки.

Важнейшей теоретической разработкой академика Ю.А. Косыгина была формализация геологических знаний на основе трех фундаментальных понятий - геологического пространства, геологического тела и геологической границы, результаты которой имеют непреходящее значение до настоящего времени.

23 года своей жизни Юрий Александрович посвятил развитию геологических исследований на Дальнем Востоке России. Под его руководством сделаны крупные региональные и теоретические обобщения, которые нашли свое отражение в серии карт и монографий. К разработке всех этих проблем академик Ю.А. Косыгин привлекал многочисленные коллективы исследователей из научных и производственных организаций. Стремление и умение мобилизовать такие силы – его характернейшая черта.

Интересы Юрия Александровича не замыкались рамками чисто научной работы. Он возглавлял кафедру общей геологии в НГУ, руководил научными советами по проблемам наук о Земле в Сибирском и Дальневосточном отделениях АН СССР, являлся заместителем председателя ДВО РАН и председателем НЦ ДВО РАН. В январском 1986 г. номере газеты "Советский Сахалин" о нем было сказано предельно четко: "Призвание – первопроходец". Первопроходцем Юрий Александрович оставался до последних дней. Именно в последний период своей творческой деятельности он обратился к философским проблемам в работах о человеке, его месте на Земле, его связях со Вселенной. Напомним слова Юрия Александровича: "Чтобы избежать лишней работы по добыванию знаний, чтобы снять противоречия и избегать ошибок, необходим постоянный обмен знаниями между людьми и их группами". Организуя регулярные Косыгинские научные чтения, мы, ученики и соратники Юрия Александровича, выполняем этот его завет.

В работе IV Косыгинских научных чтений приняли участие более 120 специалистов, в том числе представители геологических научно-исследовательских и производственных организаций Хабаровска, Владивостока, Южно-Сахалинска, Благовещенска, Биробиджана, Иркутска, Петропавловска-Камчатского. Было заслушано 59 докладов, распределенных по шести секциям.

В рамках секции "Тектоника и геодинамика литосферы" участники чтений были ознакомлены с результатами недавно завершеного крупного российс-

ко-китайского проекта по составлению тектонической карты области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов масштаба 1:1 500 000, возглавлявшегося со стороны ИТиГ безвременно ушедшим от нас Л.П. Карсаковым. Эта работа вызвала большой интерес у слушателей, выразившийся в оживленной дискуссии, касавшейся как методики составления продемонстрированной карты, так и ее содержания, а также содержания заслушанных докладов (доклады Ю.Ф. Малышева, Л.Ф. Мишина). Серия докладов была посвящена вопросам геодинамической эволюции Восточно-Азиатского региона в разные периоды его развития (доклады Г.Л. Кирилловой, Л.И. Попеко, А.А. Коковкина, В.А. Бормотова), связи современной геодинамики рассматриваемой территории с ее глубинным строением (доклад Ю.Ф. Малышева с соавторами) и деталям строения отдельных геодинамических элементов восточной окраины России (доклады В.А. Кайдалова и И.П. Войновой).

Учитывая общую направленность Косыгинских научных чтений, ориентированных главным образом на анализ тектоники и глубинного строения Востока Азии, в секции "Тектоника и металлогения" было представлено ограниченное число докладов. Основная их тематика – рассмотрение связи между тектоническим строением и металлогеническими характеристиками региона или отдельных его фрагментов. Эти вопросы были проанализированы на примере Индокитая (доклад В.Я. Беспалова), Умлекано-Огоджинского пояса (доклад В.Е. Кириллова и Н.В. Бердникова), западного Приамурья (доклад А.М. Жирнова), Малого Хингана (доклад В.И. Усикова), Кербинской золотоносной провинции (доклад В.Л. Шевкаленко).

На секции «Геофизические аспекты тектонических исследований» было заслушано 16 докладов, посвященных геофизическим, петрофизическим и палеомагнитным исследованиям глубинного строения, тектоники, геофизики и минерагении Дальнего Востока и окраинных морей. Затронуты наиболее актуальные проблемы этих исследований. Большинство докладов отличались новизной подходов и полученных результатов. Принципиально новые данные представлены в докладах, рассматривающих строение литосферы и подлитосферной мантии окраины Азиатского континента, Охотского, Японского, Восточно-Китайского и Филиппинского морей. По результатам геоэлектрического, сейсмогравитационного, плотностного и геотермического моделирования (доклады В.М. Никифорова с соавторами, В.Б. Капула, Т.К. Злобина, В.Я. Подгорного, Г.З. Гильманов)

вой) отмечается деструктивный характер эволюции континентальной литосферы и астеносферы и неоднородное их строение окраинных морей. На континенте астеносферный слой слабо выражен, прерывист и часто размыт, по данным геоэлектрики и сейсмометрии. В Охотском и Японском морях фиксируются электропроводящие и низкоскоростные астеносферные слои в верхней мантии. Более сложная обстановка в Филиппинском и Восточно-Китайском морях. Здесь же по результатам плотностного моделирования обнаружены блоки континентальной коры.

Другой аспект – анизотропия физических свойств земной коры и литосферы (доклады Ю.С. Бретштейна, А.В. Климовой, В.М. Никифорова с соавторами; М.Н. Луневова). Выяснена связь и оценено влияние различных типов магнитной анизотропии (слоистой, линейной) на распределение векторных характеристик компонент намагниченности покровно-складчатых образований фанерозойских орогенных поясов. Показана необходимость учета этих данных при палеомагнитных исследованиях.

В докладах Б.Ф. Шевченко, П.А. Каменева и Т.К. Злобина исследована кинематика литосферных плит и распределение полей напряжения в литосфере на примере Охотского и Японского морей. Показан разноуровневый характер полей напряжений – на границе Мохо преобладает растяжение, а в подошве литосферы сжатие. Зонам смены напряжений сжатия и растяжения соответствуют наиболее сильные землетрясения (Нефтегорское, Монеронское, Шикотанское).

Серия докладов рассматривает узловые вопросы строения отдельных геодинамических элементов региона: вулканических поясов, осадочных бассейнов, островных дуг (доклады Ф.И. Манилова и П.Ф. Кишко, Т.В. Меркуловой, Ю.Ф. Манилова). В докладе Т.В. Володьковой впервые при изучении магматизма Курильских островов привлечены материалы крупномасштабных аэрогеофизических съемок (магнитных, гамма-спектрометрических) в комплексе с геотермическими, сейсмическими и геохимическими данными. Установлена их четкая корреляция с аномалиями теплового потока. Распределение магматизма тесно увязано с аномалиями отношений радиоактивных элементов, с положением относительно глубин зоны Беньюфа, с притоком глубинных флюидов. Первые результаты приливных наблюдений с гравиметром Ла Коста Ромберга (Бельгия) на станции Забайкальская представлены в докладе П.Ю. Горнова с соавторами. Отмечается специфика приливных параметров,

связанная с влиянием зоны материк–океан. Описание глубинных рудоносных структур рудных районов и металлогенических зон юга Дальнего Востока России дано в докладах Н.П. Романовского с соавторами и Е.Г. Иволга по материалам геофизических и петрофизических исследований.

Отдельная секция Чтений была посвящена петролого-геохимическим аспектам тектонических исследований. На основе анализа зависимости химического состава индикаторных минералов от тектонического положения изученных объектов и специфики ассоциирующего магматизма обосновывались перспективы алмазности Амурского геоблока (доклад А.И. Ромашкина) и территории Малого Хингана (доклад А.И. Деметриенко). С использованием изотопных данных рассмотрены вопросы выделения мантийных и коровых компонентов в составе вулканических пород (доклад С.В. Рассказова с соавторами) и охарактеризованы особенности вулканических пород аккреционных призм Центрального Сихотэ-Алиня (доклад И.П. Войновой и В.С. Приходько). Вопросам петрогенезиса щелочных и щелочно-ультраосновных магматических пород в связи с тектономагматической эволюцией континентальных рифтов был посвящен доклад В.М. Бирюкова.

Секция V была посвящена углеводородному потенциалу осадочных бассейнов Востока России. Рассмотрены вопросы геологии и нефтегазоносности Охотско-Шантарского (доклад В.Г. Варнавского с соавторами) и Среднеамурского (доклад Е.П. Развозжаевой) осадочных бассейнов. В сравнительном плане проанализирована газоносность угольных бассейнов Приамурья, Приморья и Северо-Восточного Китая (доклад В.В. Крапивенцевой). Приведены новые данные о перспективах нефтегазоносности позднемезозойского осадочного комплекса Приамурья (доклад С.А. Медведевой), а также о составе, строении и биоте пограничных слоев нижнего и верхнего мела в Нижнем

Приамурье (доклад Л.П. Эйхвальд и Н.И. Платоновой). С использованием геофизических данных В.А. Бормотовым с соавторами рассмотрены особенности флюидодинамической системы мантия–земная кора–осадочный бассейн и ее выраженность в глубинной структуре Переяславского грабена. Характеристике углеводородов региона и вопросам их лабораторного изучения были посвящены доклады В.Л. Раппопорта и В.Е. Кузнецова.

Большой интерес вызвали доклады VI секции "Проблемы сейсмоструктоники и сейсмичности". В частности, в докладе С.В. Горкуши рассмотрены вопросы последовательности и цикличности землетрясений в Приамурье. В докладе В.Г. Быкова развивались идеи об одиночных тектонических волнах (деформационных волнах, солитонах), период которых в определенной мере совпадает с периодичностью землетрясений. М.Н. Лунева в своем докладе говорила о модельных построениях, касающихся скоростей сейсмических волн в напряженных средах. Во всех докладах этой секции отчетливо просматривалась взаимосвязь между, с одной стороны, цикличностью тектонических событий, периодом и скоростью сейсмических волн, а с другой – с климатической цикличностью, цикличностью смены магнитных полюсов и вариациями эксцентриситета земной оси. Тут, вероятно, открывается широкое поле для исследований прямой и опосредованной взаимосвязи между тектонической активностью Земли и катастрофическими климатическими событиями.

В заключительной дискуссии всеми участниками Чтений отмечался высокий научный уровень докладов и хорошая организация работы конференции. Принято решение опубликовать материалы IV Косыгинских чтений к концу 2003 года. Финансовую поддержку проведения Чтений и публикации их материалов осуществила Министерство экономического развития и внешних связей Правительства Хабаровского края.