

Том 22, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 2003

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, С.К. Козырев, А.П. Сорокин, М.С. Воропаева.</i> Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна	3
<i>С.С. Зимин.</i> Массивы базитов и гипербазитов и связанные с ними хромиты. Особенности их состава и природы	7
<i>Ф.П. Леснов.</i> Глубинные ксенолиты ультрамафитов в щелочно-базальтоидных провинциях: некоторые особенности геохимии редкоземельных элементов	15
<i>А.С. Житков, Г.И. Говоров.</i> Тектонический контроль геохимических параметров вулканитов зоны перехода океан – континент	38
<i>Г.Ф. Уфимцев.</i> Порядок в структуре тектонического рельефа переходной зоны на востоке Азии	44
<i>Н.Т. Кочнева.</i> Позиция крупных рудных районов в орогенных структурах Центральной Чукотки (по данным морфоструктурного анализа)	49
<i>Б.М. Тишкин, Л.Н. Хетчиков, Т.Б. Афанасьева, Д.К. Кокорина, А.М. Кокорин.</i> Перекристаллизация кварцевожильных агрегатов и вопросы рудогенеза	57
<i>С.М. Сапрыгин.</i> Тектоническая цикличность в недрах Южного и Среднего Сахалина по инструментальным данным	73
<i>В.И. Исаев, Н.В. Шпакова, О.С. Исаева.</i> Распределенный банк геолого-геофизических данных по нефти и газу Сахалинской области	81
 Хроника	
<i>Ф.А. Кузнецов.</i> Газовые гидраты в экосистеме	92
 Юбилей	
К 90-летию со дня рождения Николая Алексеевича Шило	94
 Некрологи	
Виктор Иванович Сухов (1931-2003)	95
Владимир Афанасьевич Буряк (1932-2003)	97

CONTENTS

<i>A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, S.K. Kozyrev, A.P. Sorokin, M.S. Voropaeva.</i> New isotopic geochronological data for Mesozoic magmatic complexes of the North-Eastern margin of the Amur superterrane	3
<i>S.S. Zimin.</i> Basite and ultrabasite massifs and related chromites; the features of their composition and nature	7
<i>F.P. Lesnov.</i> Deep-seated xenoliths of ultramafites in alkali-basaltoid provinces: some specific features of REE geochemistry	15
<i>A.S. Zhitkov, G.I. Govorov.</i> Tectonic control of the geochemical parameters of volcanites in the ocean-continent transition zone	38
<i>G.F. Ufimtsev.</i> Order in the structure of tectonic relief of the transition zone in Eastern Asia	44
<i>N.T. Kochneva.</i> The position of large ore districts in the orogenic structures of Central Chukotka (from data of morphostructural analysis)	49
<i>B.M. Tishkin, L.N. Khetchikov, T.B. Afanasyeva, D.K. Kokorina, A.M. Kokorin.</i> Recrystallization of quartz veined aggregates, and the problems of ore genesis	57
<i>S.M. Saprygin.</i> Tectonic recurrence in the South and Middle Sakhalin entrails from instrumental data	73
<i>V.I. Isaev, N.V. Shpakova, O.S. Isaeva.</i> The distributed bank of the geological and geophysical data on the oil and gas of the Sakhalin area	81
 Chronicles	
<i>F.A. Kuznetsov.</i> Gaseous hydrates in ecosystem	92
 Anniversaries	
<i>N.A. Shilo</i> (to the 90-th anniversary)	94
 Obitueries	
<i>V.I. Sukhov</i> (1931-2003)	95
<i>V.A. Buryak</i> (1932-2003)	97

**НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ МЕЗОЗОЙСКИХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ
АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА**

*А.А.Сорокин**, *В.А.Пономарчук***, *С.К.Козырев****, *А.П.Сорокин**,
*М.С.Воропаева**

**Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск*

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

****ФГУГП "Амургеология" МПР РФ, г. Благовещенск*

В статье представлены новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Уточнен возраст раннемеловых верхнеамурского и буриндинского интрузивных комплексов, талданского и галькинского вулканических и субвулканических комплексов. Предложено выделять позднемеловой трахибазальт-трахиандезитовый вулканический комплекс.

Ключевые слова: изотопная геохронология, магматический комплекс, верхнее Приамурье.

В пределах северо-восточной окраины эпипалеозойского Амурского супертеррейна [6], или микроконтинента [3], мезозойские магматические образования, как правило, объединяются в составе Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса [1, 2, 5, 6 и др.]. Согласно традиционным представлениям, указанный пояс протягивается более чем на 500 км в субширотном направлении от бассейна р. Омутной на западе до верховьев р. Селемджи на востоке. Он наложен на докембрийские метаморфиты Гонжинского выступа, палеозойские терригенно-карбонатные образования Ольдойского и Гагского прогибов и верхнетриасово-юрские терригенные отложения Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов (рис.).

Возраст, взаимоотношения мезозойских магматических образований, включаемых в состав Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса, корреляция их с магматитами Большехинганского ареала до настоящего времени остаются предметом дискуссий. Одной из причин существующей неопределенности является отчетливый дефицит надежных геохронологических определений, выполненных современными изотопными методами, а также слабая изученность вещественного состава пород на основе прецизионных методов исследования.

В пределах северо-восточной окраины Амурского супертеррейна выделяются следующие мезозойские магматические образования: магдагачинс-

кий комплекс умереннощелочных гранитов и гранитпорфиоров, верхнеамурский гранитгранодиоритовый комплекс, буриндинский монцодиоритгранодиоритовый комплекс, талданский андезитовый вулканический и субвулканический комплексы, дайковый гранодиоритпорфирдиоритпорфиоровый комплекс, галькинский трахибазальтриолитовый вулканический и субвулканический комплексы, трахибазальттрахиандезитовый вулканический комплекс.

Позднеюрский магдагачинский комплекс умереннощелочных гранитов и гранитпорфиоров. В составе интрузий преобладают гранитоиды субщелочного ряда, представленные умереннощелочными гранитами и гранитпорфирами, реже – умереннощелочными лейкогранитпорфирами и граносиенитпорфирами.

Породы магдагачинского комплекса прорывают толбузинскую свиту (оксфордтитон) и перекрываются конгломератами перемыкинской свиты (берриасваланжин). Для субщелочных гранитов Ускалинского массива К-Аг изотопным методом получен возраст 145 ± 5 млн лет [4], который не противоречит геологическим наблюдениям.

Раннемеловой верхнеамурский гранитгранодиоритовый комплекс. В его составе преобладают гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты, граниты; жильная фация представлена лейкогранитами, пегматитами, аплитами.

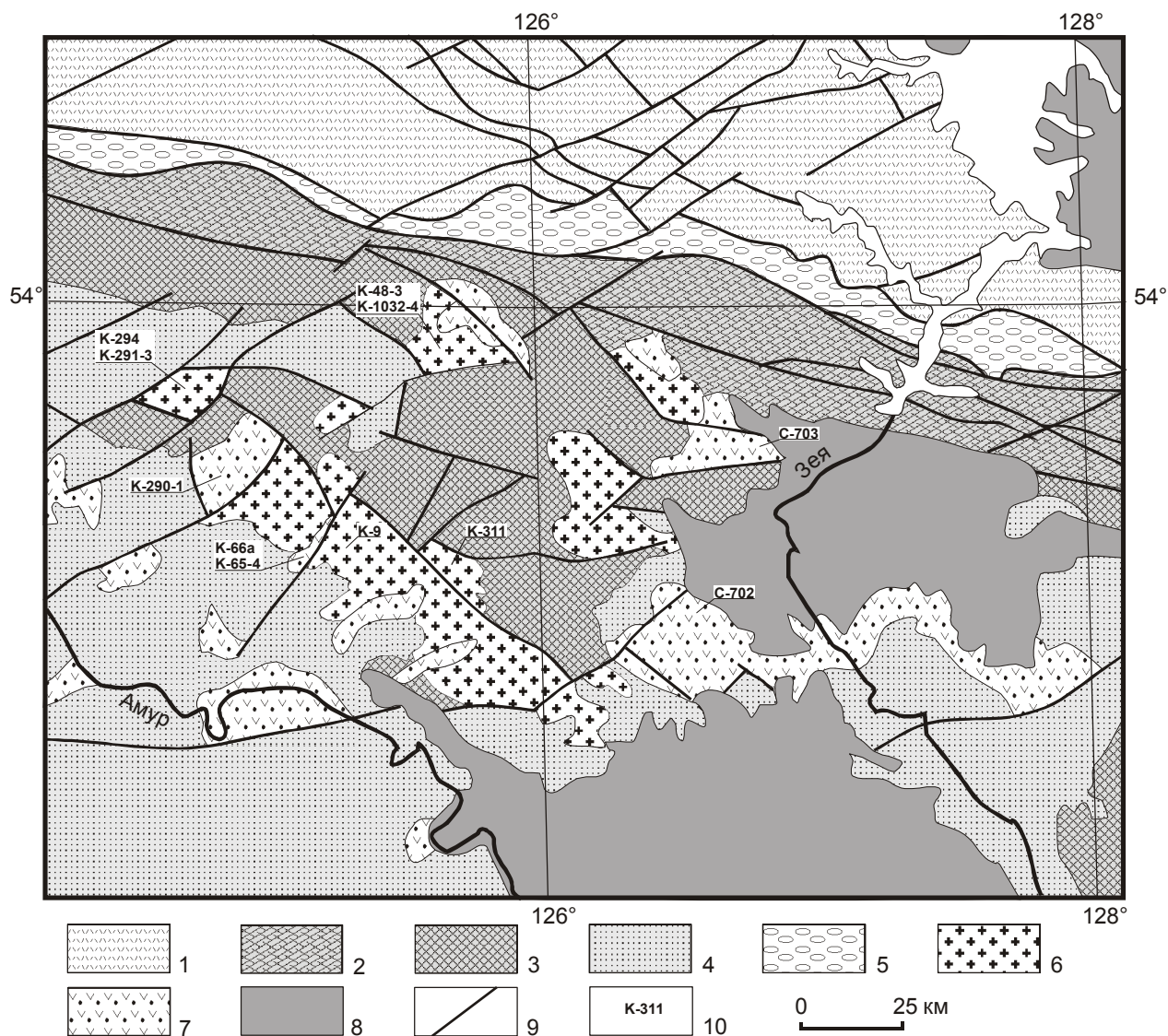


Рис. Геологическая схема верхнего Приамурья. Составлена по [1] с упрощениями.

1 – докембрийские метаморфические и интрузивные комплексы южной окраины Северо-Азиатского кратона; 2 – метаморфизованные палеозойские вулканогенные, кремнистые и флишеидные образования Монголо-Охотского складчатого пояса; 3 – домезозойские терригенные, метаморфические и интрузивные комплексы Аргунского террейна; 4 – мезозойские терригенные образования Верхнеамурского и Зeya-Депского бассейнов; 5 – средне-верхнеюрские грубо-обломочные образования; 6 – позднеюрские и раннемеловые гранитоидные комплексы; 7 – меловые вулканические и субвулканические комплексы; 8 – нижнекайнозойские отложения Амуро-Зейского бассейна; 9 – разломы; 10 – номера образцов (соответствуют номерам в таблице).

Породы комплекса интродуруют верхнеюрские отложения Верхнеамурского прогиба, а также гранитоиды магдагачинского комплекса. В свою очередь, они прорываются интрузиями буриндинского комплекса, а также перекрываются баррем-аптскими фаунистически охарактеризованными вулканогенными образованиями талданской свиты. В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования гранодиоритов и гранитов Игагского массива нами получены согласо-

ванные значения абсолютного возраста 138.9 ± 1.4 млн лет (амфибол) и 134.9 ± 1.3 млн лет (плагноклаз), соответственно (табл.). Изотопный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст гранодиорита Талалинского массива составил 118.6 ± 0.85 млн лет (табл.), что объясняется, на наш взгляд, влиянием наложенных термальных процессов, приведших к "перезапуску" изотопной системы. Примечательно, что одна из высокотемпературных ступеней для амфибола из этого же образца соответ-

Таблица. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна.

Комплекс	Массив/ Вулканическое поле	Порода	Образец	Минерал	Возраст, млн лет
Трахибазальт-трахиандезитовый	Улунгинское	трахиандезит	С-702	амфибол	100±1.2
				ксенолиты вулканич. стекла	128.7±1
Галькинский трахибазальт-риолитовый	Галькинское	риолит	К-66-а	матрикс	115.3±1.5
	Галькинское	трахибазальт	К-65-4	плагиоклаз	118.7±0.9
Талданский андезитовый	Талданское	дациандезит	К-290-1	плагиоклаз	125.37±4.19
	Аблюкунское	андезиобазальт	С-703	матрикс	125.2±0.31
Буриндинский монцодиорит-гранодиоритовый	Джиктандинский	кв. монцонит	К-291-3	амфибол	142.4±1.6
	Джиктандинский	гранодиорит	К-294	вал	127.2±0.9
	Магдагачинский	кв. диорит	К-311	биотит	130.2±1.3
Верхнеамурский гранит-гранодиоритовый	Игакский	гранодиорит	К-1032-4	амфибол	138.9±1.4
	Талалинский	гранодиорит	К-9	амфибол	118.6±0.85
	Игакский	гранит	К-48-3	плагиоклаз	134.9±1.3

Примечание. Исследования выполнены в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) с использованием масс-спектрометра МИ-1201В. Коррекция полученных данных выполнялась стандартным методом с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций. Изохронные построения в координатах $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ производились полиномиальным методом наименьших квадратов.

ствуется 139.1 млн лет, однако параметры этой ступени оказались нестабильны и не позволили рассматривать этот возраст как истинный.

Раннемеловой буриндинский монцодиорит-гранодиоритовый комплекс представлен, преимущественно, породами повышенной щелочности: монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами.

На основании геологических данных возраст рассматриваемых образований определяется как готерив-барремский на основании их эруптивных взаимоотношений с гранитоидами верхнеамурского комплекса и налеганием на них покровных андезитов талданской свиты баррем-аптского стратиграфического уровня.

Для гранодиорита Джиктандинского массива (обр. К-294) и кварцевого диорита Магдагачинского массива (обр. К-311) в результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования получены согласующиеся результаты 127.2±0.9 млн. лет (валовый состав) и 130.2±1.4 млн лет (биотит), а для кварцевого монцонита Джиктандинского массива – более древний возраст – 142.2±1.6 млн лет (амфибол), что, в большей степени, отвечает этапу формирования верхнеамурского комплекса (табл.).

Раннемеловой талданский андезитовый вулканический и субвулканический комплексы. Данные образования формируют ряд обособленных па-

леовулканов центрального типа, характеризующихся смешанным эксплозивно-эффузивным режимом вулканической деятельности. Среди них наиболее распространены роговообманковые и биотит-роговообманковые андезиты, дациандезиты, дациты, их туфы, реже – трахиандезиты и андезибазальты.

На основании находок разнообразной пресноводной фауны, флоры и микрофлоры возрастной интервал формирования талданской свиты определяется как баррем-апт [4]. В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования образцов дациандезитов Талданского и Аблюкунского вулканических полей получены согласующиеся значения абсолютного возраста 125.37±4.19 млн лет и 125.2±0.31 млн лет, что, вероятно, отвечает времени образования вулканического комплекса (табл.).

Раннемеловой галькинский трахибазальт-риолитовый вулканический и субвулканический комплексы представлены трахибазальтами, трахиандези-базальтами, трахиандезитами, трахидацитами, риолитами, трахириолитами. Отчетливое преобладание основных и кислых разностей позволяет отнести указанные образования к бимодальной ассоциации. Среди трахибазальтов по составу вкрапленников различают плагиоклазовые и ортопироксеновые разности.

Известные в настоящее время сведения о возрастном положении галькинского комплекса противоречивы. В пепловых туфах и туфоалевролитах Невенс-

кого и Осежинского вулканических полей собраны ископаемые пеллециподы и конхостраки сеноманского и, в меньшей степени, позднесеноман-сантонского возрастных уровней [4]. Эти данные находятся в соответствии с результатами Rb-Sr изотопных исследований, выполненных во ВСЕГЕИ (С.-Петербург), в процессе которых для риолитов и перлитов Галькинского вулканического поля получено значение абсолютного возраста – 94.5 ± 1.9 млн лет, для трахидацитов и риолитов Коврижского вулканического поля – 90 ± 9.5 млн лет [4].

В рамках проведенных нами исследований вулканических статотипического Галькинского поля $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный возраст составил для трахибазальтов 118.7 ± 1.8 млн лет, для трахириолитов – 115.3 ± 1.5 млн лет (табл.), при этом, результаты экспериментов свидетельствуют об отсутствии избыточного ^{40}Ar , способного "удревнить" установленные значения. Эти результаты находятся в полном соответствии с данными изотопного датирования риолитов Коврижского вулканического поля U-Pb методом, выполненного в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (С.-Петербург) – 117 ± 1 млн лет (неопубликованные материалы талданской партии ФГУП «Амургеология» МПР РФ). Приведенные значения, на наш взгляд, отражают наиболее вероятный возраст вулканических комплексов галькинского комплекса.

Позднемеловой трахибазальт-трахиандезитовый вулканический комплекс. Данное подразделение выделяется впервые; ранее указанные образования включались в состав галькинского комплекса. В его составе преобладают трахиандезиты, трахиандезитобазальты, меньшей распространенностью пользуются трахидацитандезиты.

В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования образца трахиандезита Улунгинского вулканического поля абсолютный возраст составил 100 ± 1.2 млн лет (табл.). По нашему мнению, обнаруженная в вулканогенно-осадочных отложениях Невенского и Осе-

жинского вулканических полей фауна является свидетельством магматической активности именно этого этапа.

Указанные материалы свидетельствуют о необходимости пересмотра традиционных представлений [1, 2, 5] об этапах проявления магматизма северо-восточной окраины Амурского супертеррейна. На базе полученных нами материалов могут быть определены следующие возрастные интервалы формирования магматических комплексов: магдагачинский интрузивный комплекс – 143–147 млн лет; верхнеамурский интрузивный комплекс – 135–140 млн лет; буриндинский интрузивный комплекс – 127–130 млн лет; талданский вулканический и субвулканический комплексы – 124–126 млн лет; галькинский вулканический и субвулканический комплексы – 115–118 млн лет; трахибазальт-трахиандезитовый вулканический комплекс – 95–100 млн лет. В приведенной схеме отсутствует раннемеловой "постталданский" дайковый гранодиорит-порфир-диорит-порфиритовый комплекс, для которого в настоящее время отсутствуют надежные изотопные определения абсолютного возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т.1. 443 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000 Гл. ред. Л.И.Красный, Пэн Юньбяо. СПб.– Благовещенск–Харбин, 1996.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1. 328 с.
4. Козырев С.К., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. Изд. второе. Сер. Зейская. Лист N-51-XXIV: Объясн. зап. СПб., 2001.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
6. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18, № 5. С. 24–43.

Поступила в редакцию 1 октября 2002 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, S.K. Kozyrev, A.P. Sorokin, M.S. Voropaeva

New isotopic geochronological data for Mesozoic magmatic complexes of the North-Eastern margin of the Amur superterrane

The paper presents new isotopic geochronological data for Mesozoic magmatic complexes of the north-eastern margin of the Amur superterrane obtained by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. The age of the Early Cretaceous Upper Amur and Burinda intrusive complexes, Taldan and Gal'ka volcanic and subvolcanic complexes is specified. It is suggested to distinguish the Late Cretaceous trachybasalt-trachyanesite volcanic complex.

МАССИВЫ БАЗИТОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ХРОМИТЫ. ОСОБЕННОСТИ ИХ СОСТАВА И ПРИРОДЫ

С.С. Зимин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В работе описаны особенности залегания массивов гипербазитов, формы их тел, структуры пород и их изменения с глубиной или от контакта вовнутрь. Освещается также широкое участие в офиолитовых вулканитах складчатых регионов Востока Азиатского материка горизонтов коматиитов, иногда дайковых тел и лав пикритов и меймечитов. Показывается, что в гипербазитовых, как и в базитовых, массивах наблюдается возрастание с глубиной степени окисления хромшпинелидов, связанная, как и массовая серпентинизация, с влиянием постмагматических флюидов одного или нескольких подводящих каналов, что открывает новые возможности в познании минерации этих магматических тел горных пород.

Ключевые слова: гипербазиты, базиты, хромиты, степень окисления, постмагматические флюиды, Восток Азии.

Массивы базитов и гипербазитов в громадном большинстве случаев являются производными глубинных магматических расплавов. Последние застывают и кристаллизуются в земной коре с образованием самых различных по величине и форме тел основных и ультраосновных пород, начиная от штоков и даек и кончая сложными стратифицированными образованиями типа лополитов и лакколлитов. Первичное положение и взаимоотношение их с обожженными ими вмещающими породами сохраняется не всегда. Чаще всего массивы гипербазитов в активных зонах земной коры оказываются выведенными в более верхние уровни литосферы под влиянием тектонических движений и приобретают облик протрузий, которые лишены экзоконтактных зон термальных воздействий на вмещающие породы. Это особенно характерно для серпентинизированных интрузивов, которые, имея линзовидную форму, при сжатии легко срываются с первичных контактов и проскальзывают в верхние горизонты земной коры, оставаясь чаще всего в толще офиолитовых вулканитов. По разлому они могут выходить за пределы офиолитовой толщи, оказываясь среди более молодых осадочных образований.

Многолетние исследования геологии регионов Востока Азиатского континента свидетельствуют, что массивы гипербазитов Чхончжин-Кайшантунской зоны офиолитов КНДР, Наданьхада-Алиня на

Северо-Востоке КНР, Сихотэ-Алиня, Камчатки (Срединная [15] и Восточная зоны), Вывенко-Ватынского и Западно-Чукотского поясов [7], а также Усть-Депской зоны [7] офиолитов среднего Приамурья в большинстве случаев обнаруживают тесное сонахождение с офиолитовыми вулканитами и хорошо коррелируются с ними по содержаниям как петрогенных, так и микроэлементов.

Более того, во всех этих поясах и складчатых регионах постоянно встречаются прослои и горизонты (табл. 1) коматиитов [7, 154], а в ряде случаев и самостоятельные пояса этих пород [4] значительной протяженности (хр. Пекульней). Кроме того, в осевой части Сихотэ-Алиня, в северной половине его, широко распространены дайки и лавы мезозой-кайнозойских пикритов и меймечитов [7, 19]. Из этого следует только один вывод: при наличии во всех складчатых регионах Востока Азиатского материка коматиитовых вулканитов, а также лав и даек пикритов и меймечитов трудно убедить специалистов в изначально тектоническом происхождении массивов гипербазитов.

Сказанное выше подтверждается особенностями взаимоотношения рассматриваемых здесь интрузивов в первичном залегании с вмещающими породами, а также структурно-текстурными чертами минеральных образований самого массива гипербазитов, даже если он находится во вторичном залегании.

Таблица. Химический состав коматитов в офиолитовых поясах и зонах Востока Азиатского континента.

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	п.п.п.	Сумма
1	СГ-0/1	48.95	0.59	12.32	2.48	6.90	0.15	11.92	8.27	3.03	0.49	0.13	0.37	3.86	99.46
2	СГ-52	42.90	1.06	15.32	3.84	6.04	0.16	11.33	8.92	2.54	1.19	0.23	0.35	5.81	99.69
3	СГ-51	44.68	1.53	16.68	2.60	6.66	0.20	11.58	4.05	3.14	1.24	0.29	1.04	5.83	99.52
4	10	47.35	2.43	11.00	3.30	8.95	0.18	11.19	8.70	2.67	0.50	0.33	0.19	3.02	99.81
5	11	47.15	2.36	10.86	4.20	9.22	0.21	12.56	10.45	1.21	0.38	0.41	0.14	0.40	99.55
6	12	45.65	2.67	11.59	3.97	10.87	0.21	10.96	9.65	3.09	0.79	0.44	0.10	0.40	99.49
7	X-33	44.56	2.20	12.35	8.49	5.51	0.59	10.55	5.30	2.29	0.41	0.65	-	7.04	99.84
8	K-97	43.27	0.98	14.74	4.93	6.09	0.19	11.70	7.95	1.73	0.35	0.10	-	8.23	100.26
9	D-4	45.11	2.57	10.76	4.57	8.93	0.18	11.29	8.06	2.78	0.40	0.41	-	4.59	99.65
10	1(5)	39.75	1.08	4.86	4.28	7.51	0.18	30.81	4.35	0.19	0.19	-	-	6.38	99.58
11	7(3)	46.43	2.08	10.77	5.10	6.65	0.27	10.52	12.48	2.12	0.32	-	-	3.40	100.14
12	4(4)	39.12	1.09	4.85	6.54	6.86	0.26	29.76	5.13	0.41	0.25	-	-	5.51	99.78
13	8	42.66	0.99	9.92	2.41	7.76	0.14	15.95	8.90	5.00	1.35	0.21	1.82	0.62 H ₂ O ⁻	98.03
14	9	39.70	0.25	5.78	2.57	4.77	0.14	32.22	5.29	0.34	0.46	0.18	7.68	0.42	99.80
15	10	39.77	0.34	6.34	2.21	5.72	0.14	30.21	6.02	0.54	0.53	0.21	7.43	0.38	99.84
16	1	40.41	0.37	5.65	3.16	4.74	0.14	31.12	5.27	0.47	0.52	0.18	7.44	0.47	99.91
17	174-A	40.34	0.29	10.32	3.28	6.88	0.34	24.21	6.01	0.09	0.08	0.05	0.74	-	98.63
18	188-B	50.30	0.60	10.00	1.80	5.39	0.30	15.67	9.95	2.55	0.06	0.06	2.84	-	99.52
19	618-A	42.76	0.54	11.30	2.86	8.23	0.22	19.76	8.87	0.37	0.09	0.21	3.80	0.60	99.61
20	727	41.40	0.45	11.73	5.02	6.62	0.26	21.30	7.84	1.50	0.15	0.10	-	3.50	99.97
21	736	43.50	0.14	10.55	3.75	5.95	0.21	20.24	8.91	1.18	0.17	0.13	2.07	0.89	99.11
22	7	48.49	0.22	2.00	1.28	5.02	0.17	25.96	12.14	0.18	0.06	-	-	2.93	99.45
23	8	46.50	0.13	1.39	4.12	2.94	0.20	20.84	18.65	0.20	0.03	-	-	5.61	99.50
24	2(15)	47.67	0.67	10.43	4.60	5.88	0.18	12.77	12.36	1.34	1.96	0.20	-	2.31	99.47
25	7(12)	40.26	0.38	6.30	5.22	5.39	0.23	30.01	4.20	0.47	0.34	0.18	-	7.28	100.26
26	11	39.92	0.49	12.14	3.61	9.75	0.29	10.30	11.86	3.47	0.32	0.10	7.21	0.24	99.70
27	12	47.90	0.63	14.39	1.73	7.85	0.13	12.18	5.89	3.27	0.49	0.14	4.37	0.97 H ₂ O ⁻	100
28	10	43.15	0.42	11.93	2.23	7.18	0.20	17.08	10.01	1.62	0.19	0.22	0.13	3.96	99.32
29	1	42.95	0.45	8.12	9.55	3.47	0.21	20.80	8.09	0.84	0.06	0.13	0.23	4.65	99.55
30	2	42.60	0.49	8.11	5.14	5.98	0.24	23.40	7.51	0.78	-	0.14	0.13	5.45	100.03
31	5	44.15	0.26	8.42	1.81	6.93	0.25	22.94	7.77	0.67	0.26	0.24	0.24	5.85	99.79
32	4	47.20	0.90	10.84	3.86	6.21	0.23	15.63	8.78	2.83	0.37	0.69	-	2.75	100.13
33	5	36.22	0.02	10.23	4.78	6.48	0.32	14.39	12.74	2.43	0.54	0.84	-	2.11	100.37

Примечание. 1-3 – базальтовые коматиты Чонгжин-Кайпангунской зоны офиолитов КНДР (Химическая лаборатория ДВГИ ДВО РАН; аналитик Л.В. Нешковская); 4-6 – коматиты офиолитовой зоны Наданьхада-Алинского антиклинария [16, табл. 19]; 7-9 – коматиты северной части офиолитов Сихотэ-Алиня [16, табл. 11]; 10-12 – меймечиты и пикриты осевой части северной половины Сихотэ-Алиня [2, табл. 27]; 13-16 – перидотитовые коматиты хр. Валагинского и хр. Кумроч на Камчатке [2, табл. 20]; 17-23 – базальтовые и перидотитовые коматиты Среднего хр. Камчатки [11, табл. 4]; 24-25 – базальтовые и перидотитовые коматиты Ватына-Вывенского пояса офиолитов [3, табл. 23]; 26-27 – базальтовые коматиты Кульской зоны офиолитов [2, табл. 26]; 28-31 – базальтовые и перидотитовые коматиты хр. Пекульней [3, табл. 36]; 32-33 – базальтовые коматиты Алучинской зоны офиолитов [2, табл. 24].

Подтверждается это и составом оливина в фенокристаллах и в основной массе пород того или иного интрузива перидотитов. Во всех складчатых регионах Востока Азиатского материка, указанных выше, нами было установлено, что в крупных и средних массивах гипербазитов наблюдаются зоны закалки, проявляющиеся в наличии в приконтактовых зонах порфировых пород с фенокристаллами оливина, величиной от 4 до 7 мм, и основной тонкозернистой массой с размерами зерен оливина, равными 0,2–0,3 мм. По мере продвижения во внутренние зоны массива структура пород становится порфировидной с более крупными зернами в главной массе. Так, например, в крупном (100 км²) интрузиве гипербазитов Наданьхада-Алинского антиклинория сверху вниз имеет место следующее увеличение размеров зерен основной массы: 0,32→0,43→0,75→1,12 мм, при фенокристаллах его до 5 мм. В Кафэнском массиве Сихотэ-Алиня, площадью до 100 км², сверху вниз размеры микролитов оливина возрастают в таких пределах: 0,82→0,97→1,28, при фенокристаллах 5–6,4 мм. В крупнейшем Усть-Бельском пластовом интрузиве сверху вниз размеры микролитов оливина увеличиваются в пределах 1,2–1,8 мм, он имеет и самые крупные (7–10 мм) фенокристаллы оливина. В также крупном Куюльском массиве гипербазитов сверху вниз размеры зерен оливина основной массы возрастают следующим образом: 0,70→1,20→1,52 мм, при фенокристаллах величиной 4,5–5,6 мм. При этом оказывается, что ядра фенокристаллов оливина имеют более магнезиальный состав, а краевые части – более железистый, равный составу оливина основной массы.

В случаях ненарушенного первичного залегания гипербазитов в экзоконтактах наблюдаются кварциты, возникшие по кремнистым сланцам, а также роговообманковые, пироксеновые и гранатовые роговики по спилитам и др. [7]. Чаше всего, однако, массивы сорваны с первичных контактов и находятся во вторичном залегании. В этих случаях роговики наблюдаются в провесах кровли апикальной части тел гипербазитов. Крупные пластинчатые глыбы роговиков с гранатом и без него автору посчастливилось найти на поверхности гигантского (>900 км²) горизонтально залегающего Усть-Бельского массива гипербазитов [8]. В расслоенных интрузивах (снизу вверх) состав пород и минералов изменяется закономерно. Оливины их, как и пироксены, становятся менее крупными и более железистыми. Такого рода закономерность является обычной для расслоенных массивов магматической природы, в которых гарцбургиты часто сменяются вверх лер-

цолитами, а последние, изредка, – диоксидовыми пироксенитами.

Для определения природы массивов гипербазитов большое индикаторное значение имеют акцессорные и рудные хромшпинелиды. Акцессорные характеризуются более высокой железистостью и низкими содержаниями трехвалентного железа по сравнению с рудными в одном и том же интрузиве. Аэу иёё ё ддййёйёйёёё ёç тёапдйауё ддййёйёйёёё дбааапййя дбаёёдбадйя йдуйй йдййёёйёйёйёйёйяу çааёпёййёу æаёаçёпдййёё йё ёё ддййёпдййёё. При этом в ряду таких пород, как дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, çаёйййядйййййййййййййййй æаёаçёпдййёу ддййёйёйёйёёё çа п-аё пйёæайёу ддййёпдййёё. Йёё уоййй оааёё-ёаааоёу æёйййçайёпдййёу уёёё йёйядбаёйя. Весьма показательны на примере интрузивов процессы, связанные со становлением в них хромитовых рудных тел типа пластовых горизонтальных залежей. Известно, что при движении с большой глубины мантийных рудно-силикатных расплавов и образовании массивов гипербазитов имеет место некоторое отставание тяжелой их рудной нагрузки. Последняя в виде алюмохромитовых расплавов внедряется несколько позже и реагирует с полужатвердевшей массой силикатов с образованием, с одной стороны, околорудных дунитовых оторочек ("рубашек") из более магнезиального (2–4% f) дунита, с другой – формирует зоны более железистых хромитов: верхнюю и нижнюю за счет (в значительной мере) железа, иммобилизованного из прикровлевой и приподошвенной дунитовых "рубашек", возникших за счет перекристаллизации исходных перидотитов. Мощность верхней прикровлевой зоны железистых хромитов на месторождении, например, Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского массива гипербазитов, по Н.В. Павлову и др. [11–13], оказалась почти в два (44 м) раза больше мощности нижней (26 м) и составляла четвертую часть всей толщины хромитовой рудной залежи (176 м). Разрез этой рудной залежи приведен на рис. 1, 2, из которых видно, что в ее прикровлевой части формировалась более мощная зона железистых хромитов за счет (частично) иммобилизации железа из вмещающих пород. Общая толщина верхней зоны железистых хромитов и околорудных дунитов по диаграммам (рис. 1, 2) нами оценивается в 71 м, а нижней – 62 м. Из диаграммы рис. 1 видно, что наибольшая магнезиальность хромитов и наименьшая их железистость приурочены не к средней части разреза, а смещена вверх и находится в основании верхней зоны железистых хромитов. Иными словами, при формировании руд-

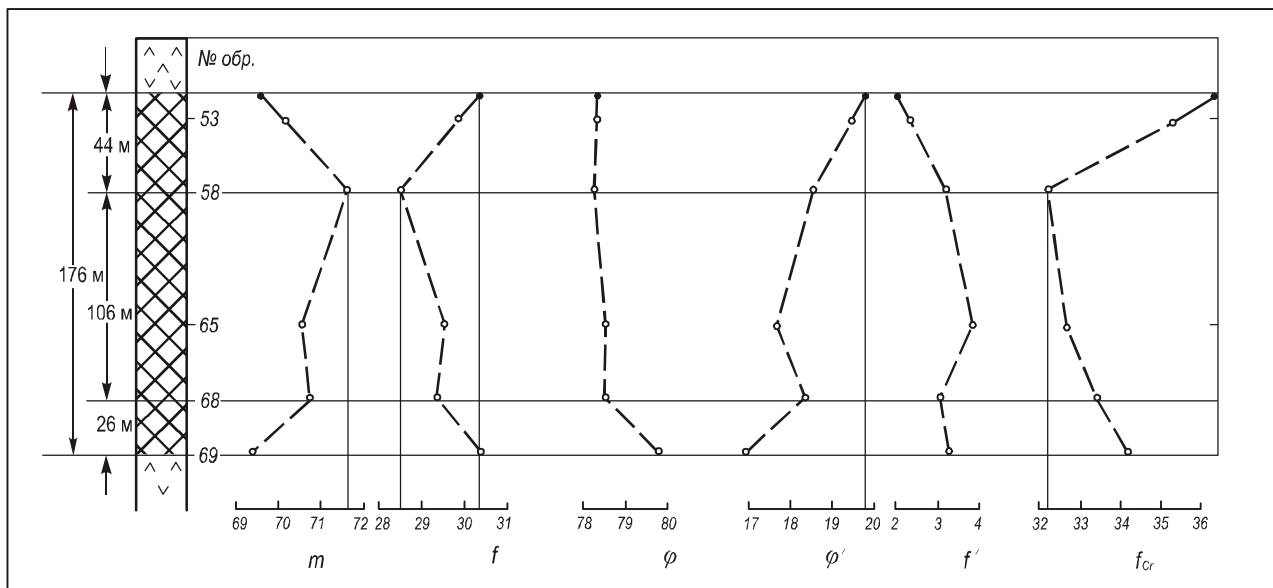


Рис. 1. Вариации содержания основных компонентов (в мол.%) в хромшпинелях рудного тела по разрезу скв. 148 [13] с дополнениями автора (месторождение Алмаз-Жемчужина).

На рис. 1, 2 : f – железистость, m – магнизиальность, ϕ – хромистость, ϕ' – глиноземистость хромшпинелидов, $f' = \text{Fe}_2\text{O}_4 \cdot 100 / \text{Cr}_2\text{O}_4 + \text{Al}_2\text{O}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_4$, $f_{\text{Cr}} = \text{FeCr}_2\text{O}_4 \cdot 100 / \text{FeCr}_2\text{O}_4 + \text{MgCr}_2\text{O}_4$, F_a – содержание фаялитового компонента в оливине, F_s – содержание ферросилитового компонента в ромбическом пироксене (в мол. %).

ной залежи имело место асимметричное распределение тепловой энергии и деятельности ее нагретых флюидов. Из всех этих данных видно, что максимум тепловой энергии при формировании рассматриваемой залежи хромитов был сдвинут вверх по разрезу. В этом же направлении на большем расстоянии летучие рудной залежи проделали большую работу по трансформации химического состава и минералогии как руд, так и силикатных пород. При таких показателях взаимодействия хромитовых расплавов и силикатов намечается только один вывод о природе рассмотренной выше залежи хромитов: изначально она формировалась в горизонтальном положении в процессе становления рудно-силикатной магмы в магматической камере земной коры.

Боле того, на диаграммах рис. 2 видно, что в процессе кристаллизации массива имело место строгое согласование и соответствие в ориентировке трендов железистости оливина, пироксена и хромитов (значение f_{Cr}), по [21], которое показывает постепенное снижение железистости этих минералов с глубиной в пределах Кемпирсайского массива гипербазитов [13]. В то же время, тренд железистости хромшпинелей (f), как видно на рис. 2, имеет противоположное направление, согласно которому с глубиной в пределах массива формировались все более железистые хромшпинели. Эту характеристику

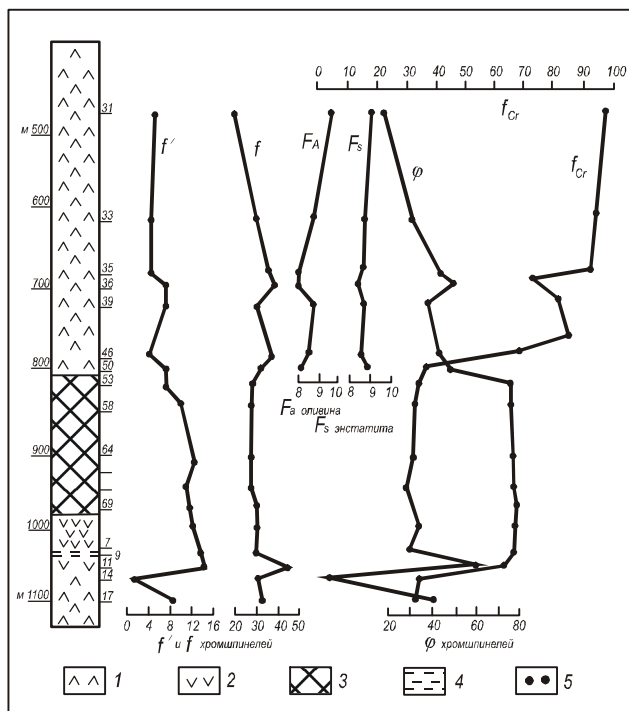


Рис. 2. Особенности изменения химического состава минералов (в мол.%) из руд и рудовмещающих комплексов по разрезу скв. 148 [13] месторождения Алмаз-Жемчужина, с дополнениями автора.

1 – перидотиты, 2 – дуниты, 3 – залежь рудных хромитов, 4 – шлирово-полосчатые обособления хромитов, 5 – точки на трендах – уровни отбора проб на анализы.

хромшпинелей, как следует из приведенных выше данных, нельзя связывать с периодом кристаллизации пород и руд массива, и она, скорее всего, обусловлена процессом окисления хромшпинелей в постмагматическую стадию существования массива гипербазитов, что должно отражаться и в содержании трехвалентного железа в рассматриваемых минералах. Действительно, на рис. 1 видно увеличение количества Fe^{+3} с глубиной в разрезе хромитовой за-

лежи [13]. Оно четко наблюдается не только в рудном теле хромитовой руды, но и в массиве до глубины 1097 м пробуренной скважины № 148, что показано нами на рис. 2. Если это явление не случайно в пределах Кемпирсайского массива, то оно должно наблюдаться и в других массивах базитов и гипербазитов, рассмотренных, например, в работе [3].

Из диаграммы (рис. 3) видно, что в пределах Бушвельдского массива по содержанию трехвалентного железа в рудных хромититах выделяется два комплекса пород и руд: нижний и верхний. В нижнем комплексе, считая от кровли пласта № 11, сложенном в основном бронзититами и хромититами, в хромитах сверху вниз, наблюдается зигзагообразное увеличение содержания трехвалентного железа от 0,090 до 0,160 формульных единиц. В средней части комплекса, выше и ниже пласта габбро в хромшпинелях имеет место возрастание количества трехвалентного железа до 0,180 формульных единиц. Расплавы габбрового состава, имея больше железа и более высокую щелочность по сравнению с расплавами бронзититовой магмы, оказал все же значительное влияние на содержание трехвалентного железа в хромшпинелях прилегающих рудных пластов. В то же время, согласно [22], железистость ромбического пироксена возрастает снизу до самого верха разреза пород (рис. 4).

В верхнем комплексе увеличение количества трехвалентного железа в хромитах, наоборот, наблюдается снизу вверх, ближе к поверхности. Здесь, видимо, сказалось влияние как атмосферного кислорода, так и возрастание количества его в связи с ростом щелочности анортозитовых магматических расплавов, влияние которой рассматривалось в ряде работ.

Картина, подобная описанной для нижнего комплекса пород и руд Бушвельдского массива, наблюдается для рудной зоны Сарановского расслоенного массива [5, 6, 18] (рис. 5). Из рисунка видно, что в пределах геологического разреза, секущего четыре рудных пласта, залегающих среди серпентинизированных гарцбургитов, содержание трехвалентного железа в хромитах возрастает от 0,160 до 0,260 формульных единиц.

Аналогичная картина с возрастанием содержания трехвалентного железа в хромитах имеет место вниз по разрезу скважины глубиной до 520 м в пределах Иджимского хромитоносного массива гипербазитов (рис. 6). Отношение Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO здесь увеличивается от 8 до 15 %, т.е. почти вдвое, как это показано автором по данным [9].

Итак, в хромитах двух базитовых (Бушвельдский и Сарановский) и двух гипербазитовых (Кемпир-

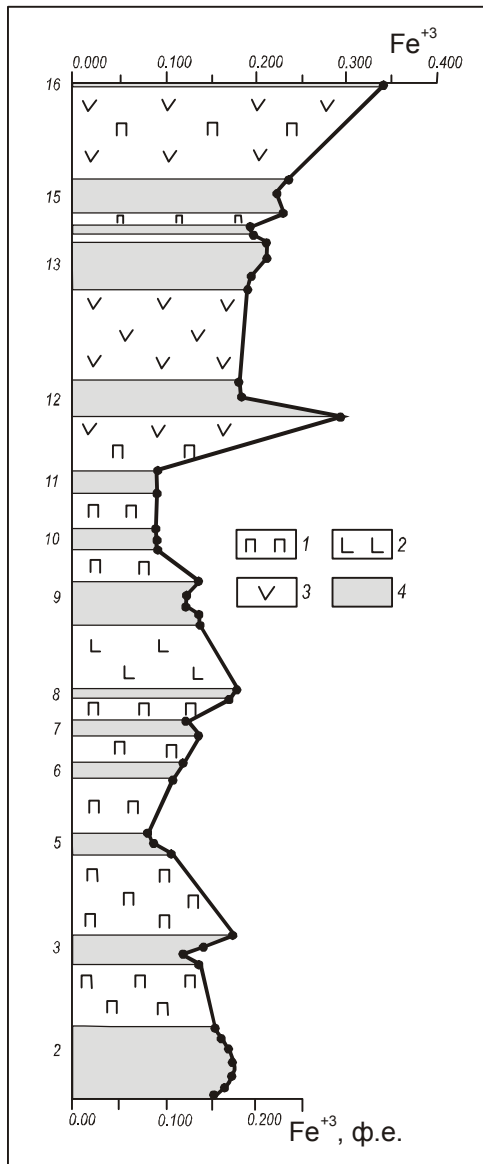


Рис. 3. Изменения содержаний трехвалентного железа в хромитах пород разреза Бушвельдского массива. Диаграмма построена автором на основе пересчета химических анализов хромитов из работы [22].

1 – бронзититы, 2 – габбро, 3 – анортозиты, 4 – рудные хромититы.

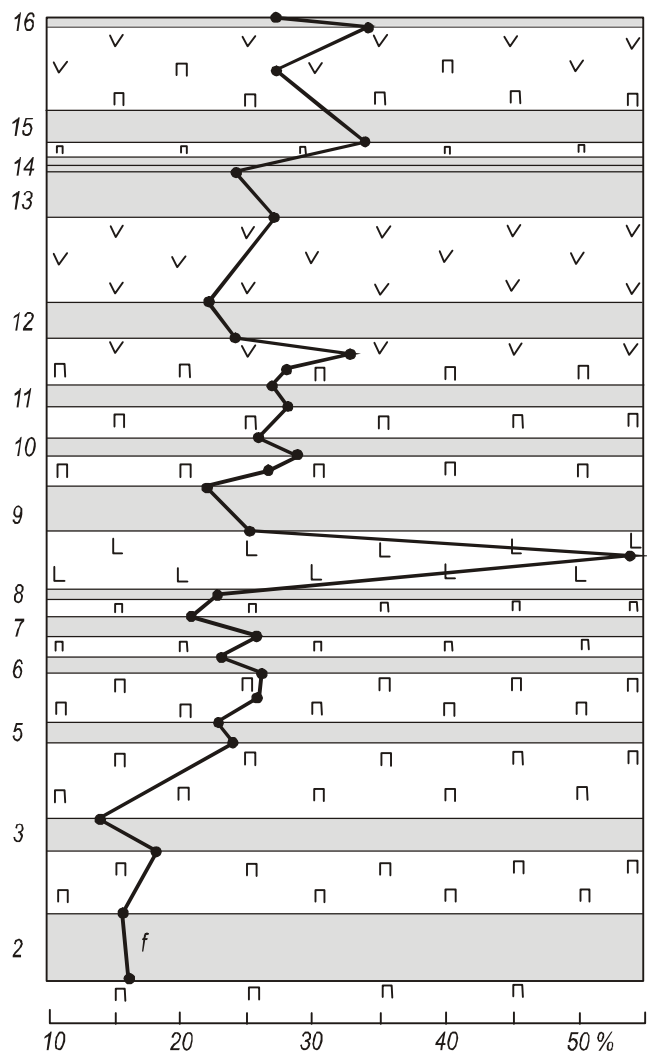


Рис. 4. Закономерности изменения железистости ромбического пироксена в разрезе пород и хромитовых руд того же массива. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

сайский и Иджимский) массивов неизменно наблюдается увеличение с глубиной количества трехвалентного железа. Причины этого, как думается, нужно искать на глубине и, скорее всего, под массивами. Ею, на наш взгляд, по видимому, является газотермальная деятельность при высокой и фумарольная при более низкой температуре, исходящие из остывающего подводющего канала, подобно, в какой-то мере, вулканической [10, 14]. По форме этот канал в зонах офиолитов, по-видимому, должен напоминать многокилометровую щель, уходящую на большую глубину в земной коре. Ниже днища и в придонной части массива гипербазитов этот канал может быть заполнен перидотитами и разнообразными рудными

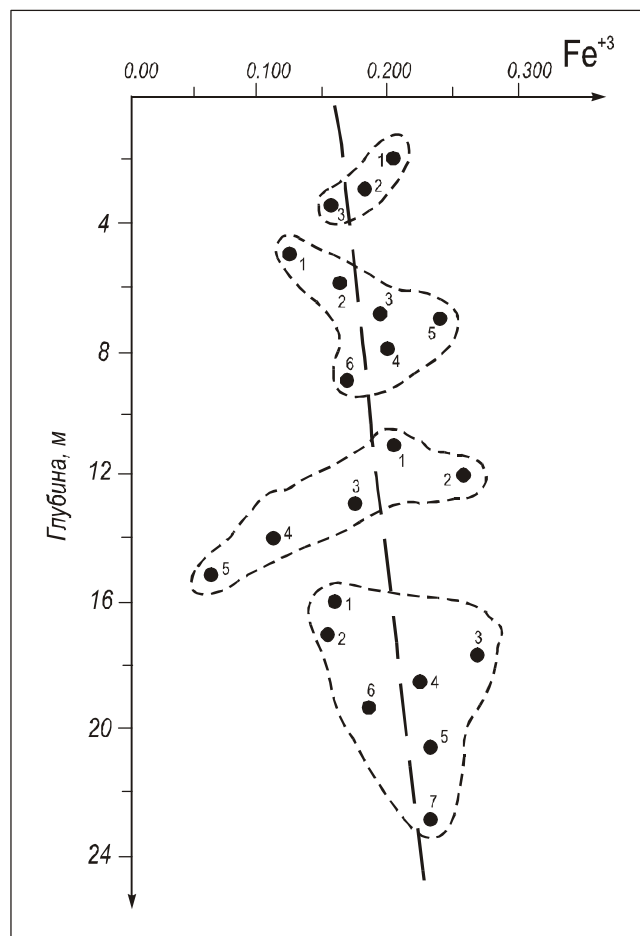


Рис. 5. Возрастание количества трехвалентного железа в хромитах с глубиной в разрезе хромититовых пластов Сарановского массива ультраосновных и основных пород. Данные автора [6].

образованиями, содержащими Ni, Co, Cu, Au, а также самородными и сульфидными минералами платиноидов (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) при относительно высокой температуре. В процессе снижения ее, в стадию фумарольной деятельности, главным действующим компонентом могут быть пары воды, вызывающие массовую серпентинизацию гипербазитов. В ранней стадии она имеет восстановительный характер и выражается в образовании антигорита [20]. С этой серпентинизацией могут быть связаны руды платиноидов и золота при участии мышьяка (в количестве 46–47 ат. %), снижающего температуру отложения золота до 665°C [1]. Позднее следует окислительная стадия серпентинизации с образованием тонко распыленного в породах магнетита, придающего серпентинитам темную окраску. В эту стадию

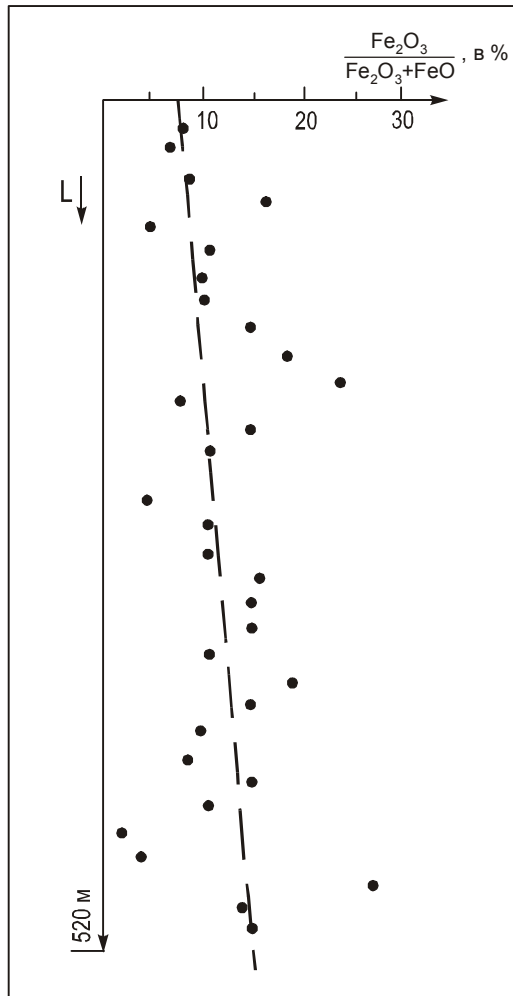


Рис. 6. Увеличение содержания трехвалентного железа в аксессуарных хромшпинелях с глубиной в разрезе по скважине в серпентинитах Иджимского массива гипербазитов Западного Саяна. Рассчитано по данным [9].

лизардит почти нацело замещает в серпентинитах более ранние антигорит, хромит и платиноиды.

В последнее время геофизическими исследованиями [17] выделяются корневые и бескорневые офиолиты. Первые, судя по геологической карте, характерны в основном для палеозойских, а вторые – для более молодых (K_2) офиолитов. В связи с этим можно предполагать, что корни их представлены в какой-то мере и горизонтами базальтовых и перидотитовых коматиитов, а также пластовыми интрузивами гипербазитов среди офиолитовых вулканитов, которые перекрыты на большом расстоянии комплексами более молодых мезозойско-кайнозойских отложений значительной мощности.

Итак, гипербазитовым, как и базитовым массивам магматической природы свойственно возрастание с глубиной степени окисления их хромшпинелидов, связанное, вероятно, с влиянием постмагматических флюидов из подводящих каналов, что открывает новые возможности в познании минерогенеза этих магматических тел горных пород, как было показано в работе [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Вол А.К., Каган И.К. Строение и свойства двойных металлических систем. М.: Наука. 1976. Т. III. 814 с.
2. Вулканические пояса Востока Азии, 1984. С. 66–67.
3. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 105–127.
4. Глазунов О.М. Саянская никель-платиноидная провинция // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2001. Вып. 2. С. 202–208.
5. Зимин И.А. Сарановское хромоворудное месторождение. Труды Уральского научно-исследовательского института геологии, разведки и минерального сырья. Свердловск, 1938. Вып. 2.
6. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 250 с.
7. Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 135 с.
8. Зимин С.С., Юдин А.М., Гайденок С.В., Чубаров В.М., Кирюхина Н.И. Находки роговиков в Усть-Бельском массиве гипербазитов Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 111–114.
9. Колбанцев Р.В., Богдасаров Э.А. Особенности химического состава аксессуарных хромшпинелидов полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса Иджимского массива Западного Саяна // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1979. С. 120–126.
10. Мархинин Е.К. Вулканизм. М.: Недра, 1985. 285 с.
11. Павлов Н.В., Чупрынина И.И. Состав хромшпинелидов и генетические типы хромитового оруденения Кемпирсайского плутона // Геология руд. месторождений. 1967. № 2. С. 79–93.
12. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.
13. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. С. 5–79.
14. Серафимова С.К. Возгоны вулканитов Камчатки: Владивосток, 1976. 19 с. Автореф. канд. дис.... геол.-минер. наук.
15. Тарарин И.А., Коваленко В.В., Перепелица В.В., Бабаева Ю.С., Натарова З.С., Недашковская Л.В. Петрология мета-базитов и метагипербазитов Срединнокамчатского хребта // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, 1983. С. 57–81.
16. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм, 1983. С. 34–35.
17. Шилов Н.А., Ващилов Ю.Я., Максимо А.Б. Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона –

- геофизический аспект // Докл. АН. 1994. Т. 339, № 4. С. 518–519.
18. Штэйнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала: Тр. Первого Урал. петрограф. совещ. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 7–25.
19. Щека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 4. С. 864–867.
20. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов Северо-Западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 163 с.
21. Bunch T.E., Keil K., Snetsinger G. Chromite composition in relation to chemistry, and texture of ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. 31. N 10.
22. Van Der Walt C.F.G. Chrome ores de Western Bushweld complex // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1942. 44.

Поступила в редакцию 28 октября 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

S.S. Zimin

Basite and ultrabasite massifs and related chromites; the features of their composition and nature

The paper describes the peculiar occurrence of ultrabasite massifs, their shape, rock structure, and alteration of rocks with depth or from contact inward. Participation of komatiitic horizons, sometimes dikes and picritic lavas, and meimechites in ophiolitic volcanites of East Asia is also discussed. The increasing oxidation with depth of chromspinelides is shown, which is related, like mass serpentinization in ultrabasite and basite massifs, with the effect of post-magmatic fluids flowing along one or several channels underneath. This provides new possibilities for better understanding of genetic mineralogy of these magmatic rock bodies

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАМАФИТОВ В ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ: НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Ф.П. Леснов

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

Ультрамафиты из глубинных ксенолитов во всех известных щелочно-базальтоидных провинциях аномально и очень неравномерно обогащены легкими РЗЭ и некоторыми другими несовместимыми элементами по сравнению с аналогичными породами из континентальных массивов и срединно-океанических хребтов. Неравномерность такого обогащения проявляется как между различными провинциями, так и в масштабах одной провинции, нередко в отдельном ксенолите и даже в индивидуальных зернах минералов. В работе обобщены данные о содержании РЗЭ, других примесей, а также главных компонентов в коллекции из 180 образцов, характеризующих около 30 континентальных и островных щелочно-базальтоидных провинций. Аномальное обогащение ультрамафитов легкими лантаноидами обусловлено накоплением в них эпигенетического контамината, локализованного в межзерновом пространстве, на стенках микротрещин и во флюидных включениях в минералах. Существенная часть контамината легко растворяется в разбавленном растворе соляной кислоты, в результате чего содержание РЗЭ в пробах существенно снижается. При анализе валовых проб пород современными методами входящие в контаминат легкие РЗЭ практически не поддаются отделению от структурной примеси легких РЗЭ, изоморфно входящей в кристаллическую решетку минералов. Аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ, как принято считать, обусловлено, прежде всего, процессами мантийного метасоматоза. На основании проведенного анализа материалов автор пришел к заключению, что подобное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ и некоторыми другими несовместимыми примесями может быть связано не только с процессами мантийного метасоматоза, но и с непосредственным привнесом из переносивших их базальтоидов в процессе транспортировки из верхнемантийных магматических очагов к дневной поверхности.

Ключевые слова: щелочно-базальтоидные провинции, глубинные ксенолиты, ультрамафиты, редкоземельные элементы.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Геологические, петрографические, петрохимические, минералогические и геохимические исследования ультрамафитов, представленных в глубинных ксенолитах из кимберлитов и базальтоидов, проводятся уже более 150 лет [2, 3, 15]. В результате стало очевидным принципиальное значение этих магматических образований при изучении состава верхней мантии и протекающих в ней процессов. По мере внедрения разработанных в конце 60-х годов новых аналитических методов появилась возможность более широко использовать редкоземельные элементы (РЗЭ) в качестве важных геохимических индикаторов при изучении сильно истощенных ими магматических пород, в том числе ультрамафитов. В числе

первых образцов ультрамафитов содержание РЗЭ было определено в некоторых глубинных ксенолитах из кимберлитов и базальтоидов. Последующее накопление данных о содержании РЗЭ в ультрамафитах из глубинных ксенолитов позволило выявить ряд важных их геохимических особенностей, в том числе часто наблюдаемое их аномальное обогащение легкими РЗЭ по сравнению с реститогенными ультрамафитами, которые входят в состав массивов офиолитовых ассоциаций. Необходимо отметить, что из более чем 120 известных к настоящему времени проявлений глубинных ксенолитов ультрамафитового состава подавляющее их количество представлено в щелочно-базальтоидных провинциях. Ультрамафиты в этих глубинных ксенолитах представлены, главным образом, лерцолитами, реже встречаются гарцбургиты и дуни-

ты. Некоторые из них содержат примесь плагиоклаза, амфибола, слюды. Иногда в них наблюдаются мелкие обособления и прожилки слабо раскристаллизованного базальта и стекла. В ряде случаев в глубинных ксенолитах представлены высокобарические разновидности лерцолитов и гарцбургитов, содержащих совместно или порознь шпинель и гранат [20, 21, 38]. Помимо реститогенных ультрамафитов, представленных лерцолитами, гарцбургитами и дунитами, в щелочно-базальтоидных провинциях иногда встречаются ксенолиты верлитов, пироксенитов, разнотипных габброидов, а также метаморфических и терригенных пород, которые, как полагают многие исследователи, были захвачены базальтоидными расплавами при продвижении сквозь различные горизонты земной коры. В отличие от аналогичных пород, слагающих массивы в составе офиолитовых ассоциаций на континентах и в срединно-океанических хребтах, ультрамафиты из глубинных ксенолитов, как правило, не подвергались серпентинизации, что очень важно при изучении их геохимических характеристик. Ксенолиты ультрамафитов в базальтоидах, как, впрочем, и в кимберлитах, обычно имеют овальную форму, а их размеры изменяются от нескольких миллиметров и первых сантиметров до 30–50 см в поперечнике, иногда больше. В пределах вулканических полей глубинные ксенолиты чаще встречаются в пористых разновидностях базальтоидов, являющихся производными расплавов, обогащенных летучими компонентами. Высокая флюидонасыщенность этих расплавов, по видимому, повышала их эксплозивность, а также скорость их подъема. Это, в свою очередь, способствовало перемещению к поверхности не только мелких, но и достаточно крупных фрагментов ультрамафитовых реститов. По тем же причинам количество ультрамафитовых ксенолитов обычно увеличивается от приконтактных зон диатрем, где скорость расплава была пониженной, к их центральным частям, где расплав перемещался с более высокой скоростью.

Предлагаемая работа представляет собой результат обобщения опубликованных в различных изданиях материалов о распределении РЗЭ в более чем 180 образцах ультрамафитовых ксенолитов из 30 щелочно-базальтоидных провинций, расположенных на разных континентах и океанических островах. Часть этих образцов была проанализирована кроме того на главные компоненты и некоторые другие элементы-примеси. Отметим также, что щелочно-базальтоидные провинции исследованы в отношении геохимии редкоземельных элементов в ультрамафитовых ксенолитах очень неравномерно. Более детально охарактеризованы в этом отношении ксенолиты из таких континен-

тальных провинций, как Дрейзер Вейхер в Германии [33], Тариат [34, 35] и Дариганга [39] в Монголии, Британская Колумбия [36] и Бизард [18] в Канаде, Ванцюин [40] и Ханьнуоба [31] в Китае, Телль-Данун в Сирии [9], Ассаб в Эфиопии [26], Австрийская провинция [23], Виктория в Австралии [16], Сан-Карлос в Аризоне, США [17], Хамар-Дабан [21] и Сихотэ-Алинь [22] в России. По каждой из этих провинций было проанализировано порядка 20 и более ультрамафитовых ксенолитов. Среди провинций океанических островов наиболее детально изучены в этом отношении ксенолиты с Шпицбергена [10], Гавай [1, 29, 41] и Кергелена [24].

При изучении распределения РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах использовались разные аналитические методы, среди которых наиболее часто применялись инструментальный нейтронно-активационный анализ – INAA (около 40 % от общего числа анализов), радиохимический нейтронно-активационный анализ – RNAA (более 20 %), а также ионный масс-спектрометрический (ICP-MS) и атомно-эмиссионный спектрометрический анализ с индукционно связанной плазмой (ICP-AES) – около 30 %. Намного реже применялся ионно-микронзондовый метод (IPMA). В табл. 1 приведены оригинальные анализы представительных образцов ультрамафитовых ксенолитов из ряда щелочно-базальтоидных провинций на РЗЭ и некоторые другие элементы-примеси. Эти анализы, а также остальные анализы рабочей выборки послужили основой для выполненных обобщений. Образцы ультрамафитов, охарактеризованные анализами на РЗЭ, представлены лерцолитами, в меньшей мере гарцбургитами и дунитами, то есть отличаются по своему количественно-минеральному составу. Тем не менее, по концентрации MgO и Σ FeO и значениям параметра $Mg\# = MgO / (MgO + \Sigma FeO)$ они отличаются несущественно. Для гарцбургитов значения этого параметра варьируют в интервале 0,83–0,85, для лерцолитов он несколько шире (0,78–0,86). Более существенно гарцбургиты и лерцолиты отличаются по содержанию CaO (0,40–1,65 и 0,71–3,68 % масс. соответственно) и Al_2O_3 (0,66–1,95 и 0,62–4,60 % масс. соответственно), что обусловлено их различиями в содержании модалного клинопироксена. Гарцбургиты кроме того содержат меньше Na_2O (0,05–0,11 % масс.) по сравнению с лерцолитами (0,11–0,38 % масс.), хотя в некоторых провинциях, например Ванцюин (Китай), все ультрамафитовые ксенолиты независимо от петрографического состава оказались обогащенными этим элементом. В некоторых ксенолитах отмечается аномальное обогащение такими элементами, как K, R, U и Th.

Таблица 1. Представительные анализы ультрамафитов из глубинных ксенолитов из щелочно-базальтоидных провинций на континентах и океанических островах.

Номер	2sv	4pavl	5pavl	6pavl	11pavl	75-IB-13	75-IB-20	8520-5	8520-06	8520-30
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Порода	Гарцбургиты									
La	0,180	2,100	2,090	2,380	2,364	0,820	1,400	0,900	1,940	10,100
Ce	0,440	4,950	4,980	5,300	5,200	1,100	3,150	1,700	4,650	15,310
Pr										
Nd	0,340	3,000	3,050	3,140	3,330	0,000	2,500	0,540	3,070	4,890
Sm	0,080	0,700	0,780	0,710	0,850	0,050	0,820	0,120	0,850	0,720
Eu	0,040	0,210	0,220	0,240	0,270	0,030	0,320	0,036	0,278	0,203
Gd								0,100	0,790	0,480
Tb	0,030	0,100	0,140	0,150	0,150	0,010	0,090			
Dy								0,110	0,600	0,300
Ho										
Er								0,070	0,210	0,140
Tm										
Yb	0,100	0,300	0,340	0,320	0,390	0,030	0,130	0,070	0,130	0,130
Lu	0,020	0,040	0,044	0,041	0,055	0,006	0,020	0,016	0,020	0,019
Ti								123	140	52
V									35	29
Sc	10,0	8	5	9	7			6	6,5	6,2
Li								1,7	4	1,8
K								114	401	73
Ga										
Rb								0,239	0,303	0,133
Sr								11,1	70,7	81
Zr								4,4	14,2	1,1
Nb								0,7	3,3	0,2
Cs										
Ba								4,3	9,1	13
Hf								0,13	0,32	0,05
Ta										
Pb										
Th								0,13	0,09	0,56
U								0,02	0,016	0,067
Y								0,5	1,9	1,5
Co	125,0	106	116	103	109	241	197	118	116	115
Ni	2190	1982	2405	1970	1876	2700	1900	2602	2493	2528
Cr	2060	3530	5790	3560	3279	900	2100	1609	2816	2507
SiO ₂	44,63	43,90	41,20	42,60	41,50	42,08	40,73	43,80	43,20	43,10
TiO ₂	0,03	0,06	0,02	0,02	0,03	0,10	0,10	0,02	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	0,91	1,50	0,80	1,30	1,30	1,17	1,69	1,34	1,00	0,74
Cr ₂ O ₃								0,24	0,41	0,37
FeOобщ	7,80	7,50	7,90	7,60	8,80	10,31	8,08	8,25	8,13	7,92
MnO	0,14	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14	0,13	0,15	0,12
MgO	44,06	43,80	45,70	43,60	41,90	40,43	42,46	44,70	44,70	46,10
CaO	0,94	1,00	0,40	1,00	0,80	0,67	2,47	0,65	1,05	0,70
NiO								0,33	0,32	0,32
Na ₂ O	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,28	0,08	0,27	0,11
K ₂ O	0,08				0,03	0,06	0,69	0,01	0,05	0,01
P ₂ O ₅		0,02	0,02	0,02				0,03	0,03	0,06
ППП						3,80	3,30			
Сумма	98,68	97,98	96,24	96,34	94,57	98,80	99,94	99,58	99,33	99,56
Mg#	0,85	0,85	0,85	0,85	0,83	0,80	0,84	0,84	0,85	0,85
Объект	о.Шпицберген, Россия					Бизард, Канада		Дариганга, Монголия		
Метод	INAA							ICP-AES		
Источник	[10]					[18]		[39]		

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	75-IB-3	75-IB-8	WQ91-5	WQ91-13	WQ91-22	8701-4	8802-1	8802-2	8803-1	8803-3
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Порода	Гарцбургиты					Лерцолиты				
La	0,730	0,700	0,330	0,530	0,910	0,160	0,660	0,882	4,500	1,070
Ce	2,000	1,420	0,700	0,980	1,690	0,086	0,920	1,020	11,400	2,760
Pr			0,100	0,100	0,220	0,049	0,175	0,246	1,410	0,355
Nd	0,820	1,050	0,460	0,490	0,920	0,326	0,817	1,140	5,690	1,590
Sm	0,340	0,140	0,150	0,150	0,240	0,208	0,240	0,341	0,882	0,346
Eu	0,110	0,050	0,050	0,050	0,070	0,094	0,098	0,135	0,244	0,116
Gd			0,180	0,180	0,140	0,386	0,347	0,501	0,591	0,311
Tb	0,020	0,020				0,075	0,061	0,090	0,066	0,041
Dy			0,130	0,130	0,120	0,559	0,417	0,616	0,300	0,221
Ho						0,128	0,093	0,137	0,049	0,038
Er			0,080	0,080	0,080	0,401	0,271	0,394	0,113	0,095
Tm						0,061	0,042	0,059	0,016	0,013
Yb	0,120	0,200	0,080	0,080	0,120	0,396	0,271	0,378	0,092	0,082
Lu	0,014	0,056	0,010	0,010	0,010	0,068	0,046	0,066	0,015	0,013
Ti										
V			31	34,8	30,3					
Sc			7,1	8,6	6	15,7	16,4	19,4	9	9,4
Li										
K										
Ga			0,5	0,4	1,1					
Rb			0,37	0,674	0,648	0,42	0,18	0,11	0,25	0,097
Sr			15,1	7,6	11,3	14,8	11,3	13,7	63,7	29,6
Zr			1,1	2,9	4,2	1,6	3,99	5,82	2,74	6,44
Nb			0,374	0,582	0,82	0,28	0,104	0,085	1,05	1,39
Cs										
Ba			2,1	2,6	13,7	7,27	3,86	7,3	4,32	7,08
Hf						0,117	0,125	0,193	0,087	0,099
Ta						0,0019	0,0034	0,0046	0,022	0,051
Pb						0,474	0,06	0,1	0,197	0,144
Th			0,081	0,12	0,084	0,003	0,004	0,012	0,074	0,057
U			0,024	0,028	0,028	0,092	0,004	0,005	0,043	0,02
Y			0,2	0,3	0,9					
Co	209	164								
Ni	2000	2100	2539	2468	2567					
Cr	2700	2500	2869	2557	2562					
SiO ₂	42,86	42,94	43,09	43,88	43,36	45,87	44,17	44,73	43,89	43,83
TiO ₂	0,12	0,02	0,01	0,02	0,08	0,11	0,1	0,14	0,032	0,012
Al ₂ O ₃	1,95	0,88	0,66	0,86	1,13	3,54	3	3,77	0,99	0,62
Cr ₂ O ₃						0,4	0,42		0,53	0,49
FeOобщ	7,91	7,60	7,99	7,77	8,17	8,29	8,51	8,41	7,8	8,22
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13	0,12
MgO	39,85	43,15	46,24	45,03	45,4	38,63	41,79	39,92	46,67	47,05
CaO	1,65	0,77	0,66	0,83	0,65	3,52	2,32	3,01	0,9	0,71
NiO						0,25	0,27		0,31	0,31
Na ₂ O	0,23	0,04	0,06		0,06		0,19	0,25	0,15	0,11
K ₂ O	0,12	0,05		0,03	0,03		0,0018	0,0018	0,037	0,013
P ₂ O ₅									0,19	0,02
ППП	4,30	3,40								
Сумма	99,01	98,96	98,83	98,54	99,00	100,79	100,91	100,37	101,63	101,51
Mg#	0,83	0,85	0,85	0,85	0,85	0,82	0,83	0,83	0,86	0,85
Объект	Бизард, Канада		Ванцоин, Китай			Сихотэ-Алинь, Россия				
Метод	INAA					ICP-MS				
Источник	[18]		[40]			[22]				

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	8520-07	8520-09	8520-11	8520-12	8520-15	8520-17	8520-19	8520-20	8520-22	8520-28
№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Порода	Лерцолиты шпинелевые									
La	0,150	0,260	0,440	1,670	0,260	4,910	0,240	0,140	0,320	2,590
Ce	0,440	0,790	0,980	2,860	0,640	8,690	0,600	0,520	0,830	6,130
Pr										
Nd	0,350	0,600	0,720	0,940	0,520	3,210	0,470	0,490	0,790	2,500
Sm	0,130	0,230	0,230	0,190	0,190	0,650	0,190	0,210	0,270	0,530
Eu	0,051	0,091	0,088	0,055	0,077	0,172	0,088	0,080	0,114	0,155
Gd	0,190	0,360	0,330	0,180	0,310	0,500	0,300	0,290	0,410	0,450
Tb										
Dy	0,260	0,460	0,430	0,170	0,400	0,410	0,400	0,400	0,560	0,320
Ho										
Er	0,190	0,320	0,290	0,120	0,300	0,190	0,280	0,280	0,380	0,160
Tm										
Yb	0,200	0,320	0,300	0,140	0,290	0,180	0,280	0,290	0,400	0,120
Lu	0,032	0,048	0,047	0,025	0,045	0,032	0,042	0,045	0,062	0,016
Ti	329	565	594	177	452	310	517	494	707	160
V	54	74	66	58	68	55	64	71	79	34
Sc	11,1	14,5	13	11,4	13,1	12,5	12,5	13,1	15,1	7,1
Li	1,7	0,7	0,9	0,4	0,5	0,6	1	1,7	1,7	2,2
K	135	24	20	37	24	143	17	20	29	249
Ga										
Rb	0,064	0,036	0,038	0,09	0,046	0,312	0,033	0,056	0,055	0,558
Sr	5,6	10,2	12,9	24,4	9,3	66	10,3	7	14,3	58,7
Zr	3,7	6,2	6,3	2	5,1	5,4	5,2	4,6	7,3	8,4
Nb	0,19	0,9	0,22	0,4	0,11	1,1	0,16	0,27	0,2	1,1
Cs										
Ba	1,1	0,8	0,7	4,1	1,3	12	2,6	1,5	1,9	9,6
Hf	0,1	0,18	0,12	0,04	0,15	0,1	0,08	0,14	0,22	0,14
Ta										
Pb										
Th	0,02	0,01	0,04	0,13	0,04	0,97	0,01	0,01	0,09	0,49
U	0,003	0,013	0,013	0,025	0,007	0,118	0,006	0,006	0,021	0,06
Y	1,4	2,7	2,3	1	2,2	2	2,2	2,4	3,4	1,4
Co	107	101	104	110	104	106	105	103	104	118
Ni	2246	2084	2110	2400	2067	2159	2244	2353	2100	2674
Cr	2677	2736	2425	3177	2795	3382	2551	2864	2661	2234
SiO ₂	44,2	44,5	44,5	43,9	44,6	43,9	44,6	44,6	44,2	43,2
TiO ₂	0,05	0,09	0,1	0,03	0,08	0,05	0,09	0,08	0,12	0,03
Al ₂ O ₃	2,7	3,11	2,9	1,97	2,88	1,79	2,75	3,07	3,51	1,28
Cr ₂ O ₃	0,39	0,4	0,35	0,46	0,41	0,49	0,37	0,42	0,39	0,33
FeOобщ	7,72	7,69	7,98	7,96	7,78	7,6	8,21	7,32	8,11	8,27
MnO	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14
MgO	42,8	40	41,2	42,8	40,6	42,9	40,9	40,1	38,7	45,2
CaO	1,98	3,1	2,53	1,96	2,57	2,41	2,42	2,62	3,22	1,02
NiO	0,29	0,27	0,27	0,31	0,26	0,27	0,29	0,3	0,27	0,34
Na ₂ O	0,16	0,27	0,22	0,12	0,23	0,22	0,23	0,23	0,32	0,15
K ₂ O	0,004	0,003	0,002	0,004	0,003	0,017	0,002	0,002	0,003	0,03
P ₂ O ₅	0,009	0,02	0,011	0,025	0,015	0,04	0,019	0,021	0,011	0,047
ППП										
Сумма	100,423	99,583	100,193	99,669	99,558	99,807	100,011	98,893	98,984	100,037
Mg#	0,85	0,84	0,84	0,84	0,84	0,85	0,83	0,85	0,83	0,85
Объект	Дариганга, Монголия									
Метод	ICP-AES									
Источник	[39]									

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	DM1-4	DM1-9	DM1-5	DM1-2	DM1-3	DM1-7	WQ91-1	WQ91-37	WQ91-6	WQ91-11
№ п/п	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Порода	Лерцолиты шпинелевые									
La	0,082	0,116	0,239	0,290	0,505	0,400	0,230	0,750	0,500	0,180
Ce		0,319	0,717	0,475	0,876	0,954	0,520	1,180	1,000	0,320
Pr							0,090	0,170	0,150	0,050
Nd	0,224	0,287	0,587	0,350	0,523		0,470	0,980	0,800	0,270
Sm	0,105	0,116	0,210	0,117	0,124	0,100	0,260	0,330	0,300	0,150
Eu	0,048	0,052	0,083		0,046	0,035	0,100	0,130	0,120	0,060
Gd							0,360	0,510	0,430	0,190
Tb	0,037	0,030	0,520		0,021	0,009				
Dy							0,420	0,610	0,560	0,220
Ho										
Er							0,270	0,410	0,400	0,180
Tm										
Yb	0,207	0,176	0,250	0,169	0,130	0,081	0,300	0,390	0,390	0,220
Lu	0,045	0,038	0,043	0,033	0,027	0,020	0,040	0,060	0,060	0,050
Ti										
V	58,3	48	59,1	42,8	44	32,3	67,5	87	83,8	54,6
Sc	13,4	10,3	12,2	9,7	11	9,2	13,8	17,8	16	12,9
Li										
K										
Ga	3,2	3,5	2,9	3,1	2,8	2,1	2,1	3,7	3,6	2,7
Rb	0,2	0,4	0,1	0,4	0,1	0,4				
Sr							7,9	13,9	16,8	4,5
Zr	2,4	2,8	4	3,7	1,8	2,6	4,6	7,1	6,6	1,1
Nb	0,1	0,2	0,8	0,6	0,5	1,2				
Cs										
Ba							2,3	2,5	2,9	2,2
Hf										
Ta										
Pb										
Th										
U										
Y	1,7	1,5	2,2	1,1	1,2	0,5	2,9	4,1	4	1,4
Co	115	121	109	110	109	114				
Ni	2146	2457	2223	2284	2333	2452	2077	1898	1948	2184
Cr	3400	3259	2647	2572	3055	2377	2716	2913	2591	3110
SiO ₂	44,75	43,46	45,41	44,81	45,40	44,06	44,63	45,07	44,95	45,05
TiO ₂	0,06	0,06	0,09	0,07	0,05	0,02	0,10	0,15	0,14	0,03
Al ₂ O ₃	2,68	2,27	2,71	1,91	1,70	1,27	3,34	4,06	3,86	2,58
Cr ₂ O ₃	0,50	0,47	0,39	0,38	0,44	0,35				
FeOобщ	8,76	9,41	8,31	8,27	8,24	8,48	7,67	7,36	8,33	7,54
MnO	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,13	0,11
MgO	40,39	42,12	40,04	42,11	41,70	44,01	39,81	37,75	37,93	41,34
CaO	2,19	1,83	2,52	1,54	1,93	1,23	2,70	3,68	3,37	2,15
NiO	0,27	0,31	0,28	0,29	0,30	0,31				
Na ₂ O	0,17	0,14	0,17	0,11	0,11	0,06	0,52	0,73	0,27	0,06
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01			0,01	0,03	0,02	
P ₂ O ₅		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01				
ППП	0,20	0,70	0,30	0,20	0,50	0,30				
Сумма	99,84	100,31	100,01	99,54	99,91	99,86	98,90	98,95	99,00	98,86
Mg#	0,82	0,82	0,83	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,82	0,85
Объект	Ханьнуоба, Китай						Ванцюин, Китай			
Метод	RNAA						ICP-MS			
Источник	[31]						[40]			

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	149/3	149/3-2	149/3-4	149/5	217/18	217/22	PA-6	PA-65G	PA-15A	PA-51
№ п/п	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Порода	Лерцолиты шпинелевые									
La	0,320	1,040	0,560	0,440	0,340	0,190	0,850	0,840	0,210	1,360
Ce	0,550	2,240	1,300	0,940		0,260	1,500	2,000	0,790	0,990
Pr							0,210	0,360	0,180	0,340
Nd		0,840	0,790	0,570			0,810	1,500	1,200	1,500
Sm	0,072	0,222	0,128	0,134	0,067	0,021	0,171	0,342	0,461	0,314
Eu	0,021	0,084	0,043	0,049	0,022	0,005	0,061	0,119	0,228	0,101
Gd							0,200	0,390	0,890	0,360
Tb		0,360	0,140	0,050		0,400	0,032	0,060	0,160	0,055
Dy										
Ho							0,033	0,096	0,230	0,076
Er							0,093	0,240	0,620	0,270
Tm							0,015	0,038	0,092	0,041
Yb	0,093	0,133	0,078	0,108	0,203	0,029	0,098	0,270	0,540	0,270
Lu	0,014	0,024	0,010	0,025	0,028	0,011	0,020	0,041	0,098	0,070
Ti										
V										
Sc	11,2	9,52	8,46	11,3	12,5	9,38	11,5	12,8	25,1	10,6
Li										
K	41	16	40	53	18	90				
Ga	2,26	1,45	1,92	2,39	2,59	1,46				
Rb	6,1		6,2							
Sr										
Zr		50	80		108					
Nb										
Cs	0,083	0,05	0,186			0,086				
Ba	94		80	32	56					
Hf	0,028	0,062	0,097	0,104						
Ta	0,08	0,11	0,13	0,02						
Pb										
Th	0,28	0,24	0,13	0,2	0,1	0,4				
U										
Y							0,93	2,3	5,6	2,2
Co	115	117	122	120	110	117	135	114	107	119
Ni	1950	2020	2260	2190	2160	2210	2300	2340	1970	2300
Cr	3820	2370	2950	2900	2480	4340	2900	1550	3080	1450
SiO ₂	42,58	42,35	41,48	42,23	42,45	42,45	43,82	43,84	45,14	43,08
TiO ₂		0,56	0,01	0,01	0,02		0,03	0,11	0,14	0,05
Al ₂ O ₃	1,29	1,39	1,06	1,56	2,01	1,14	2,55	3,07	4,60	1,45
Cr ₂ O ₃							0,28	0,28	0,35	0,18
FeOобщ	8,68	12,11	9,74	9,16	8,59	8,51	8,09	8,41	8,86	11,00
MnO	0,14	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14	0,18
MgO	43,90	43,69	45,70	43,31	41,45	45,50	43,52	41,57	36,87	41,45
CaO	1,39	1,28	0,82	1,58	2,19	0,83	1,18	2,16	3,66	1,10
NiO										
Na ₂ O	0,05	0,08	0,11	0,10	0,18	0,02	0,35	0,16	0,28	0,38
K ₂ O							0,14	0,03	0,04	0,19
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,10	0,17	0,11	0,13	0,03	0,03	0,01	0,03
ППП							0,76	0,80	0,44	0,70
Сумма	98,14	101,70	99,15	98,26	97,14	98,72	100,99	100,70	100,71	99,98
Mg#	0,83	0,78	0,82	0,83	0,83	0,84	0,84	0,83	0,81	0,79
Объект	Тель-Данун, Сирия						Сан-Карлос, США			
Метод	INAA						RNAA			
Источник	[9]						[17]			

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	1si	3sv	4sv	5ha	6ha	7ha	8sv	12sv	13sv	14si
№ п/п	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Порода	Лерцолиты									
La	0,560	0,270	0,110	1,600	1,540	0,309	0,370	2,900	0,400	3,970
Ce	2,070	0,680	0,420	1,300	3,900	0,760	1,150	5,300	0,940	6,000
Pr										
Nd	1,180	0,440	0,560	0,790	1,700	0,860	0,590	3,300	0,620	3,200
Sm	0,390	0,120	0,150	0,210	0,390	0,190	0,180	0,720	0,190	0,720
Eu	0,130	0,040	0,060	0,090	0,140	0,060	0,058	0,200	0,071	0,260
Gd										
Tb	0,090	0,023	0,060	0,056	0,080	0,050	0,055	0,110	0,055	0,140
Dy										
Ho										
Er										
Tm										
Yb	0,460	0,087	0,130	0,240	0,260	0,190	0,210	0,240	0,186	0,380
Lu	0,060	0,012	0,021	0,033	0,030	0,030	0,030	0,030	0,025	0,054
Ti										
V										
Sc	17	15	15	16	12	9	19	19	13	17
Li										
K										
Ga										
Rb										
Sr										
Zr										
Nb										
Cs										
Ba										
Hf										
Ta										
Pb										
Th										
U										
Y										
Co	118	113	112	110	115	119	130	133	142	103
Ni	1900	2110	2140	1990	2320	2520	2270	2410	2460	2180
Cr	3070	1790	2110	2380	2240	1350	3390	4340	2680	3590
SiO ₂	44,19	43,96	44,38	44,86	42,54	41,78	42,79	44,40	43,28	44,69
TiO ₂	0,10	0,08	0,05	0,11	0,07	0,07	0,10	0,12	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	2,80	2,66	2,55	3,28	1,77	1,56	3,14	2,46	1,91	3,15
Cr ₂ O ₃										
FeOобщ	8,08	7,99	8,05	7,97	7,55	10,46	8,14	7,73	8,14	7,97
MnO	0,15	0,14	0,14	0,14	0,13	0,16	0,14	0,14	0,14	0,15
MgO	40,50	42,62	41,08	40,38	45,67	42,70	42,10	42,33	44,12	40,38
CaO	2,62	2,20	2,15	2,65	1,56	1,53	2,39	2,53	1,67	2,96
NiO										
Na ₂ O	0,26	0,13	0,11	0,19	0,16	0,09	0,15	0,11	0,12	0,20
K ₂ O	0,08	0,07	0,04	0,08	0,07	0,07	0,04	0,08	0,09	0,11
P ₂ O ₅										
ППП										
Сумма	98,78	99,85	98,55	99,66	99,52	98,42	98,99	99,90	99,56	99,71
Mg#	0,83	0,84	0,84	0,84	0,86	0,80	0,84	0,85	0,84	0,84
Объект	о.Шпицберген, Россия									
Метод	INAA									
Источник	[10]									

Таблица 1. (Окончание).

Номер	Ib/2	Ib/24	Ib/3	Ib/5	Ib/6	Ia/105	Ia/110	Ia/171	Ia/211	Ia/236
№ п/п	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Порода	Лерцолиты									
La	0,189	0,142	0,730	0,079	0,265	2,200	3,100	2,400	1,690	1,620
Ce	0,350	0,310	1,520	0,205	0,760	6,000	8,000	5,700	4,400	1,760
Pr	0,048		0,113	0,026		0,840	1,000	0,950	0,520	0,098
Nd	0,166	0,182		0,161	0,590	2,000		3,000	2,100	0,380
Sm	0,041	0,035	0,098	0,070	0,225	0,380	0,880	0,540	0,450	0,082
Eu	0,012	0,012		0,028	0,086	0,087	0,280	0,175	0,097	0,025
Gd	0,042	0,035		0,094	0,320				0,260	0,091
Tb	0,007	0,006	0,012	0,027	0,053	0,032	0,080	0,043	0,031	0,023
Dy	0,035	0,043	0,091	0,197	0,350	0,220	0,450	0,270	0,200	0,210
Ho	0,008	0,013	0,023	0,050					0,044	0,052
Er			0,076			0,150	0,220	0,091		
Tm	0,005	0,007		0,025	0,035				0,016	0,026
Yb	0,040	0,056	0,091	0,172	0,230	0,130	0,180	0,098	0,114	0,191
Lu	0,008	0,011	0,022	0,031	0,042	0,021	0,041	0,015	0,020	0,034
Ti										
V										
Sc	4,3	7,7	10,2	11,4	10,1	10,3	11,5	9,3	8,9	11,9
Li										
K										
Ga										
Rb										
Sr										
Zr										
Nb										
Cs										
Ba										
Hf										
Ta										
Pb										
Th										
U										
Y										
Co	132	124	113	112	115	112	111	116	108	102
Ni	2630	2410	2250	2150	2370	2140	1910	2460	2150	2940
Cr	2610	1770	2980	2790	2110	3150	2850	2550	2430	2630
SiO ₂	40,41	43,55	43,29	43,04	43,76	43,85	43,35	42,43	43,58	45,31
TiO ₂	0,03	0,02	0,05	0,05	0,11	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	0,64	1,15	2,11	2,22	2,19	1,70	1,57	0,92	1,97	2,73
Cr ₂ O ₃	0,41	0,26	0,44	0,40	0,34	0,52	0,42	0,42	0,39	0,40
FeOобщ	7,98	7,66	7,98	7,40	8,21	7,24	7,72	7,40	7,66	7,16
MnO	0,11	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13		0,13	0,14	0,13
MgO	48,45	45,52	42,38	43,25	43,39	43,85	43,57	45,23	42,84	40,94
CaO	0,39	0,72	1,22	1,99	1,98	1,09	1,49	1,18	1,87	2,28
NiO	0,34	0,30	0,28	0,28	0,28	0,27	0,28	0,31	0,27	0,26
Na ₂ O	0,02	0,07	0,07	0,10	0,16	0,12	0,27	0,12	0,14	0,13
K ₂ O	0,01	0,01	0,01		0,01	0,02	0,05	0,03	0,04	0,01
P ₂ O ₅										
ППП										
Сумма	98,79	99,40	97,97	98,86	100,56	98,82	98,75	98,20	98,96	99,41
Mg#	0,86	0,86	0,84	0,85	0,84	0,86	0,85	0,86	0,85	0,85
Объект	Германия									
Метод	RNAA									
Источник	[33]									

Примечание. РЗЭ и другие элементы-примеси приведены в г/т, остальные – в % масс. В графе «Метод» указан способ определения РЗЭ. Mg# =MgO/(MgO+FeO общ.).

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В
УЛЬТРАМАФИТАХ ИЗ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ
НЕКОТОРЫХ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ
ПРОВИНЦИЙ**

Как указывалось выше, важной геохимической особенностью ультрамафитов из глубинных ксенолитов в субщелочных базальтоидах является часто наблюдаемое аномальное, причем очень неравномерное их обогащение легкими РЗЭ по сравнению с ультрамафитами, слагающими массивы в составе офиолитовых ассоциаций. Неравномерность обогащения легкими РЗЭ наблюдается как при сравнении петрографически однотипных ксенолитов из разных провинций, так и при анализе ксенолитов из одной провинции (рис. 1–4). Более отчетливо такая геохимическая неоднородность видна на примере ксенолитов из таких щелочно-базальтоидных провинций, как Британская Колумбия [36], о. Шпицберген [10], Дариганга [39], Тариат [34] и Дрейзер Вейхер [33]. Спектры распределения РЗЭ в тех образцах, которые аномально обогащены легкими РЗЭ, имеют отрицательный наклон и описываются повышенными значениями параметра $(La/Yb)_n$.

Как видно на рис. 1–4, во многих щелочно-базальтоидных провинциях наряду ультрамафитовыми ксенолитами, спектры которых демонстрируют их аномальную обогащенность легкими РЗЭ, нередко наблюдаются образцы, спектры которых свидетельствуют об истощенности пород этими элементами, которая обычно свойственна реститогенным ультрамафитам из офиолитовых ассоциаций. Имеются также ксенолиты, менее существенно обогащенные легкими РЗЭ, благодаря чему спектры приобретают форму субгоризонтальных линий. Встречаются также ксенолиты ультрамафитов, имеющие выпуклую книзу форму спектров РЗЭ, что указывает на относительную их истощенность средними элементами, хотя последняя и может быть кажущейся. Из рассмотрения общей выборки анализов следует, что максимальные и минимальные средние содержания легких РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах отличаются примерно на 2 порядка, в то время как для средних содержаний тяжелых элементов этот диапазон намного меньше (табл. 2, рис. 5а). Установлено также, что среднее суммарное содержание РЗЭ в рассмотренных ультрамафитовых ксенолитах (около 7 г/т) приближается к их среднему содержанию в примитивной мантии (около 7,4 г/т) [37]. В то же время, по этому показателю они существенно отличаются от хондрита С1 (2,60 г/т) [14]. Спектр распределения средних содержаний РЗЭ, рассчитанных на основе общей выборки анализов ультрамафитовых ксенолитов из щелочно-

базальтоидных провинций (табл. 2), имеет форму, близкую к прямолинейной, и отрицательный наклон со значением параметра $(La/Yb)_n \approx 3,3$ (рис. 5б). По сравнению с примитивной мантией ультрамафиты из ксенолитов в среднем обогащены лантаном и церием, но беднее ее тяжелыми и средними РЗЭ. Обращает на себя внимание и тот факт, что по своей форме и наклону спектр распределения средних содержаний РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах конкордантен их спектру для щелочных базальтоидов из океанических островов (ОИВ), хотя в последних уровень накопления всех РЗЭ намного выше.

По особенностям распределения РЗЭ совокупность проанализированных ультрамафитовых ксенолитов разделена на три типа. Те из них, которые отнесены к 1-му типу, истощены легкими РЗЭ и имеют положительный наклон спектров их распределения и описываются значениями $(La/Yb)_n < 1$. В составе общей выборки ультрамафиты данного типа составляют менее 20 % ее объема. Ультрамафиты с подобными характеристиками присутствуют в таких щелочно-базальтоидных провинциях, как Дариганга, Тариат, Британская Колумбия и о. Шпицберген. Такие ультрамафиты из ксенолитов по характеру распределения РЗЭ вполне сопоставимы с их петрографическими аналогами, слагающими массивы в составе офиолитовых ассоциаций.

Разновидности ультрамафитов из ксенолитов 2-го геохимического типа распространены более широко, составляя около 40 % от объема общей выборки проанализированных образцов. Они отличаются от предыдущих более высоким, хотя и не столь аномальным содержанием легких РЗЭ, а также субгоризонтальным положением спектров, которые описываются значениями параметра $(La/Yb)_n$, близкими к 1. Такого рода ультрамафиты наблюдаются в ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций Хамар-Дабана, Дариганги, Тариата, Ванцюин, о. Шпицберген и Австрии (рис. 1–4).

Ксенолиты ультрамафитов, выделенных в составе 3-го геохимического типа, также распространены достаточно широко, составляя около 40 % от общего объема рабочей выборки. По своему редкоземельному составу эти ультрамафиты значительно отличаются от образцов из двух предыдущих типов. Это обусловлено тем, что все они аномально обогащены легкими РЗЭ, вследствие чего их спектры имеют крутой отрицательный наклон и описываются значениями параметра $(La/Yb)_n$ в интервале 10–50. Подобный тип ультрамафитов очень часто встречается в ксенолитах из таких провинций, как Бизард, Телль-Данун, Дариганга, Тариат, Британская Колумбия, Дрейзер Вейхер, о. Шпицберген и о. Кергелен. Указанное аномальное

Таблица 2. Средние содержания редкоземельных элементов в ультрамафитах из глубинных ксенолитов в континентальных и островодужных щелочно-базальтоидных провинциях, г/т.

Элементы	Средние содержания	Минимальные содержания	Максимальные содержания	Стандартные отклонения	Хондрит С1, по [14]	Примитивная мантия (по [*])	Щелочные базальты (ОИВ), по [37]
La	1,28	0,079	10,10	1,68	0,2446	0,687	37,0
Ce	2,70	0,086	16,80	3,24	0,6379	1,775	80,0
Pr	0,31	0,020	1,66	0,34	0,0964	0,276	9,70
Nd	1,51	0,047	9,10	1,57	0,4738	1,354	38,5
Sm	0,38	0,010	4,83	0,49	0,154	0,444	10,0
Eu	0,12	0,004	0,62	0,11	0,05802	0,168	3,00
Gd	0,35	0,010	1,50	0,27	0,2043	0,596	7,62
Tb	0,08	0,006	0,52	0,07	0,03745	0,108	1,050
Dy	0,45	0,010	1,86	0,38	0,2541	0,737	5,60
Ho	0,09	0,003	0,37	0,07	0,0567	0,164	1,06
Er	0,26	0,010	1,05	0,22	0,166	0,480	2,62
Tm	0,04	0,005	0,106	0,02	0,0256	0,074	0,350
Yb	0,24	0,018	0,99	0,18	0,1651	0,493	3,16
Lu	0,04	0,004	0,49	0,04	0,02539	0,074	0,300

Примечание. Средние содержания элементов рассчитаны по 182 анализам лерцолитов, гарцбургитов и дунитов из рабочей базы данных, включая данные табл. 1. [*] – содержание элементов в примитивной мантии (по E. Anders, N. Grevesse. Abundance of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V.53. P. 197–214).

обогащение ультрамафитов из ксенолитов легкими РЗЭ, не свойственное мантийным реститам, не обнаруживает какой-либо связи с их количественно-минеральным составом. Как можно видеть, в базальтоидных провинциях часто представлены ультрамафитовые ксенолиты различных по распределению РЗЭ геохимических типов, хотя и в различных соотношениях. Установлено также, что содержание легких РЗЭ в ультрамафитах 3-го типа не обнаруживает зависимости от содержания в них СаО (рис. 6а). Так, образцы с близко одинаковым содержанием СаО могут существенно отличаться по содержанию La (рис. 6б), и наоборот, те из них, которые отличаются по содержанию СаО, часто имеют близкие содержания La (рис. 6в). В отличие от легких содержание тяжелых элементов, в частности Yb, в таких ультрамафитовых ксенолитах обнаруживает прямую зависимость от содержания в них СаО (рис. 6г-е).

Исходя из все тех же данных щелочно-базальтоидные провинции разделены на две группы. В провинциях, которые включены в первую группу и названы «мономодальными», существенно преобладает какой-либо один из выделенных геохимический тип ультрамафитовых ксенолитов, из-за чего их спектры распределения РЗЭ (рис. 1–4, о. Кергелен, Ванцюин, Хамар-Дабан и др.) похожи по своей конфигурации в области легких элементов и имеют близкие значения параметра $(La/Sm)_n$. Во второй группе провинций, в частности, в Британской Колумбии, Тариат, Дрейзер

Вейхер и др., которые названы «полиmodalными», в сопоставимых количествах представлены ксенолиты разных геохимических типов, от сильно истощенных до аномально обогащенных легкими РЗЭ. В некоторых провинциях, например на о. Шпицберген, «полиmodalность» распределения легких РЗЭ в ксенолитах завуалирована наличием большого количества образцов промежуточного состава.

Неравномерное обогащение легкими РЗЭ и связанная с этим полиmodalность их распределения наблюдаются в ксенолитах не только на породном, но и на минеральном уровне, примером чему служат данные по изучению клинопироксенов в ксенолитах из провинции Канадских Кордильер [30]. В других случаях, как, например, в провинциях Польши [11], практически все клинопироксены из ксенолитов аномально обогащены легкими РЗЭ, из-за чего распределение последних имеет мономодальный характер. Аномальное обогащение клинопироксенов лантаном и церием иногда наблюдается в периферических зонах их индивидуальных зерен, исследованных с помощью микросонда [40].

Наряду с РЗЭ ультрамафиты из ксенолитов редко анализировались на другие элементы-примеси, хотя их перечень в различных работах и неодинаков (табл. 1). Наибольшее количество таких данных имеется по ксенолитам из провинций Дариганга [39], Сихотэ-Алинь [22], Телль-Данун [9]. Содержание большинства из этих элементов варьирует в очень широ-

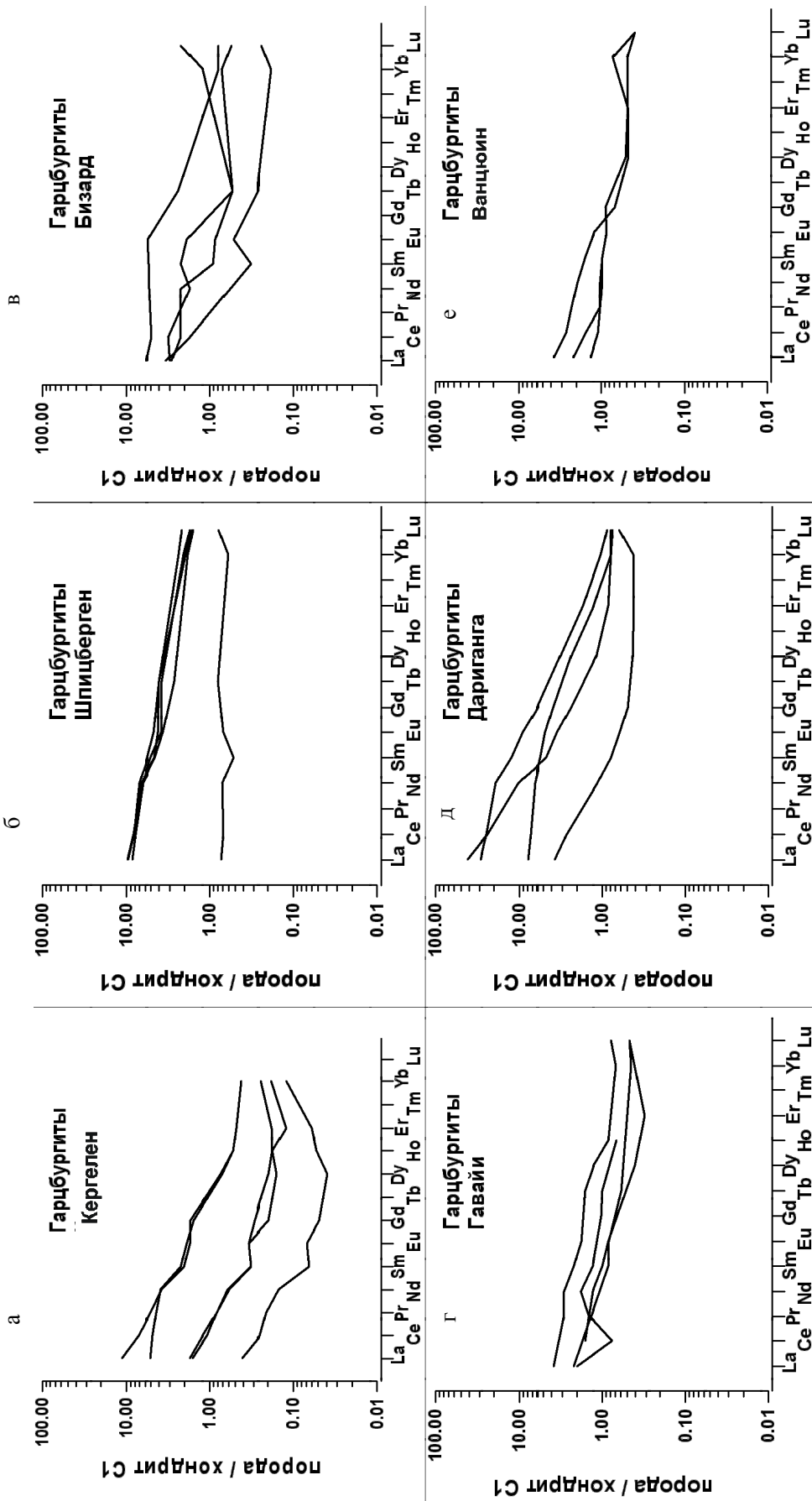


Рис. 1. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в гарцбургитах, представленных в глубинных ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций.
 а – о. Кергелен [24]; б – о. Шпицберген [10]; в – Бизард [18]; г – Гавайские острова [1]; д – Дариганга [39]; е – Ванцюин [40]. Здесь и далее нормирование выполнено по [14].

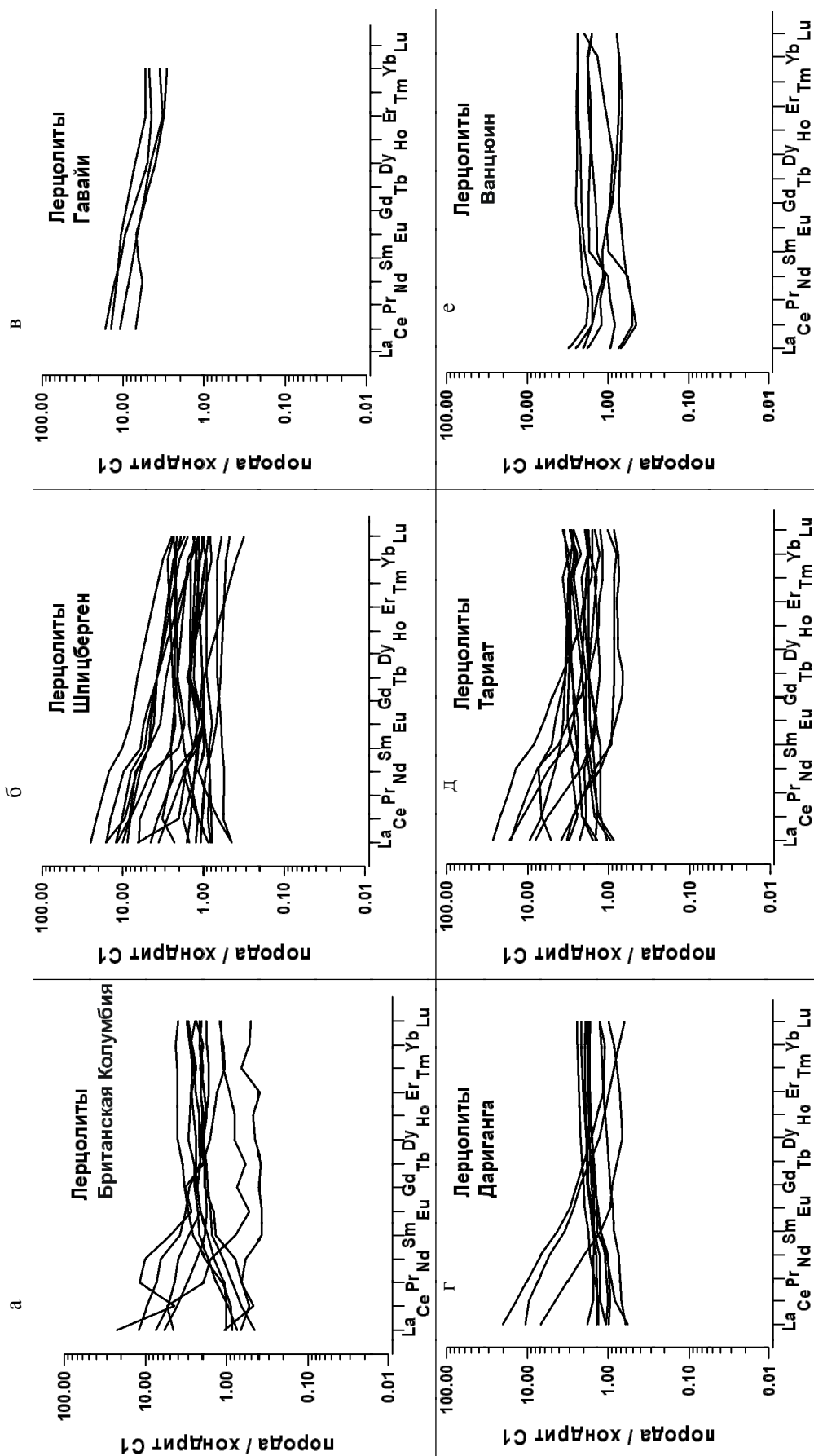


Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержания редкоземельных элементов в лерцолитах, представленных в глубинных ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций.

а – Британская Колумбия [36]; б – о. Шпицберген [10]; в – Гавайские острова [29]; г – Дариганга [39]; д – Тариат [34]; е – Ванцюин [40].

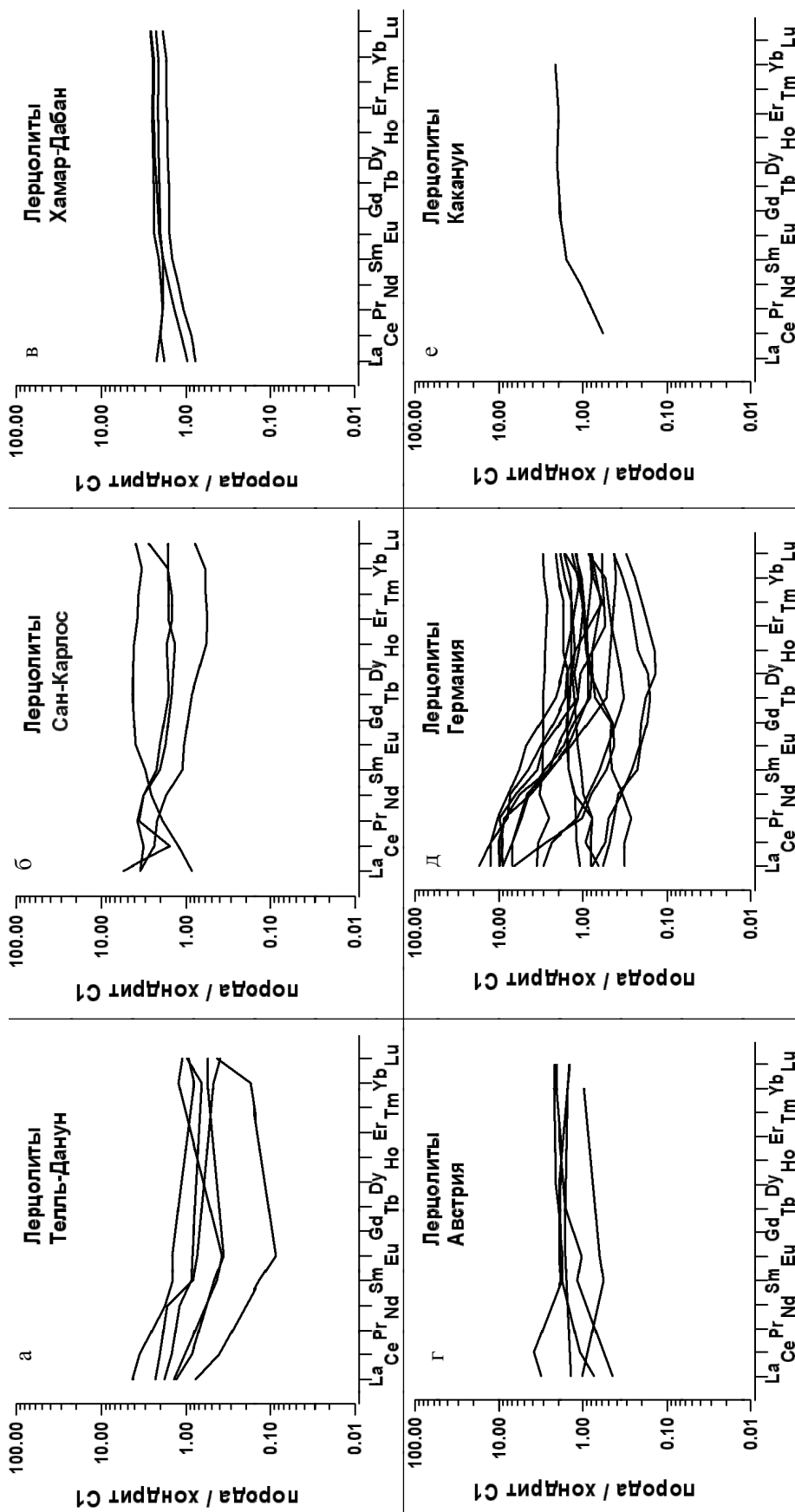


Рис. 3. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в лерцолитах, представленных в глубинных ксе-нолитах из щелочно-базальтоидных провинций. а – Телль-Данун [9]; б – Сан-Карлос [17]; в – Хамар-Дабан [21]; г – Австрия [23]; д – Дрейзер Вейхер [33]; е – о. Кергелен [2].

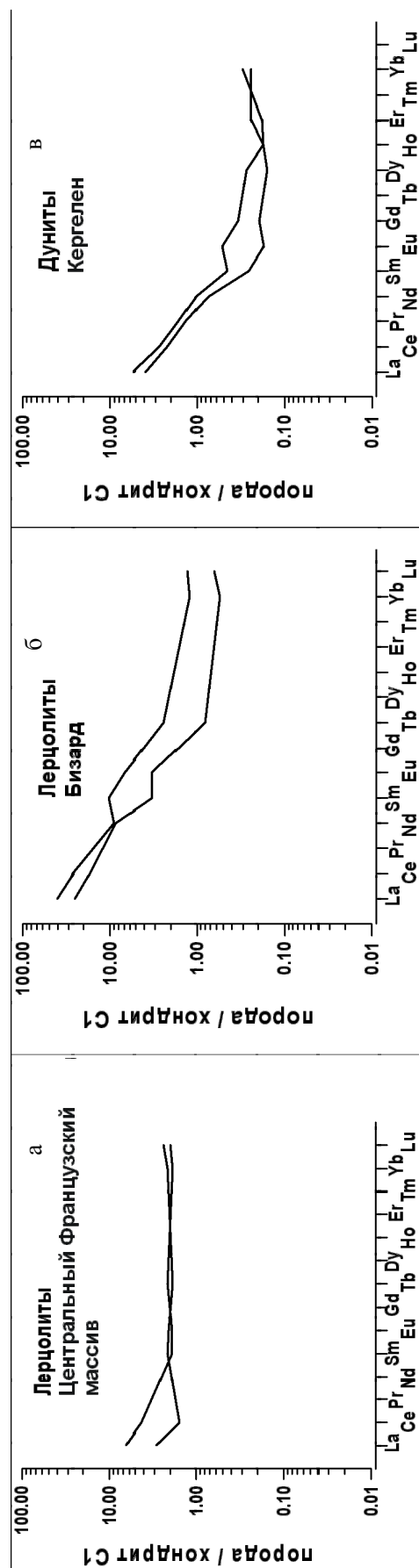


Рис. 4. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в глубинных ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций. а – лерцолиты, Центральный Французский массив [12]; б – лерцолиты, Бизард [18]; в – дуниты, о. Кергелен [24].

ких пределах (табл. 3). По сравнению с примитивной мантией [37] ультрамафиты из ксенолитов в щелочно-базальтоидных провинциях обогащены Rb, Th, U и Pb, однако обеднены K, Hf, Y, Ba и Ti (рис. 5). При этом обнаружено, что содержание U и Th в них повышается одновременно с увеличением содержания La (рис. 7 а, б). Очевидно, прямая зависимость существует и между содержаниями таких пар элементов, как Yb и Ti, а также La и K_2O (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ

Опубликованные аналитические данные о содержании РЗЭ в ультрамафитовых глубинных ксенолитах из различных щелочно-базальтоидных провинций убеждают в том, что эта категория ультрамафитов очень часто характеризуется не свойственным большинству мантийных реститов, то есть аномальным распределением этих примесей, прежде всего легких РЗЭ. На подобную специфичность распределения РЗЭ в ультрамафитах из глубинных ксенолитов обратили внимание еще первые их исследователи, располагавшие очень ограниченным количеством анализов [16, 25, 27]. Более поздние работы подтвердили эту точку зрения [2, 3, 15]. При этом было установлено, что эта категория ультрамафитических пород часто имеет не только более высокое до аномального содержание легких РЗЭ, но и отличается намного более неравномерным их распределением по сравнению с тяжелыми лантаноидами.

Обсуждая природу подобного распределения РЗЭ в ультрамафитах из глубинных ксенолитов, многие исследователи склонны предполагать, что лантаноиды в этих ультрамафитах, прежде всего легкие, находятся не только в качестве изоморфной примеси в структуре их первичных породообразующих минералов, в первую очередь в клинопироксене, или в более поздних фазах (амфиболе, слюде и др.), но и в виде неструктурной примеси, локализованной в межзерновых и внутризерновых микротрещинах, а также в составе флюидных микровключений в минералах.

По версии Фрея и Грина [16] предполагалось, что в ультрамафитах из глубинных ксенолитов представлены две генетически не связанные ассоциации элементов, названные ими компонентами А и Б. Считалось, что компонент А объединяет в себе сеткообразующие элементы, а также совместимые элементы-примеси (Sc, V, Cr, Co, Ni и тяжелые РЗЭ), которые сконцентрированы в этих породах, как реститах, в процессе экстракции базальтоидных выплавов из мантийного источника. В отличие от предыдущего

Таблица 3. Средние содержания элементов-примесей в ультрамафитах из глубинных ксенолитов в континентальных и островодужных щелочно-базальтоидных провинциях, г/т.

Элементы	Средние содержания	Минимальные содержания	Максимальные содержания	Стандартные отклонения	Хондрит C1 по [14]	Примитивная мантия (по [*])	Щелочные базальты (ОИБ) (по [37])
Ti	402,46	29	941	243	436	1300	17200
V	58,03	29	121	20,86	56,5		
Sc	12,32	4,30	25,10	4,02	5,82		
Li	1,61	0,40	4,00	1,07	1,5	1,6	5,6
K	85,48	16	401	100	558	250	12000
Ga	2,33	0,40	3,70	0,96	10,1		
Rb	13,42	0,03	303	53,80	2,3	0,635	31,0
Sr	23,16	3,50	163	28,28	7,8	21,1	660
Zr	8,76	0,80	108	17,77	3,94	11,2	280
Nb	0,61	0,08	3,30	0,63	0,246	0,713	48,0
Cs	0,10	0,05	0,19	0,06	0,187		
Ba	9,80	0,60	94	19,87	2,34	6,989	350
Hf	0,15	0,02	0,46	0,09	0,104	0,309	7,80
Ta	0,03	0,002	0,13	0,04	0,0142	0,041	2,70
Pb	0,39	0,06	1,18	0,40	2,47	0,071	3,20
Th	0,15	0,003	0,97	0,19	0,0294	0,085	4,0
U	0,04	0,003	0,18	0,04	0,0081	0,021	102
Y	2,06	0,20	5,81	1,27	1,56	4,55	29
Co	117,62	85	241	24,66	502		
Ni	22003	900	2940	268	11000		
Cr	2811	900	8350	876	2660		

Примечание. Пояснения см. в примечании к табл. 2.

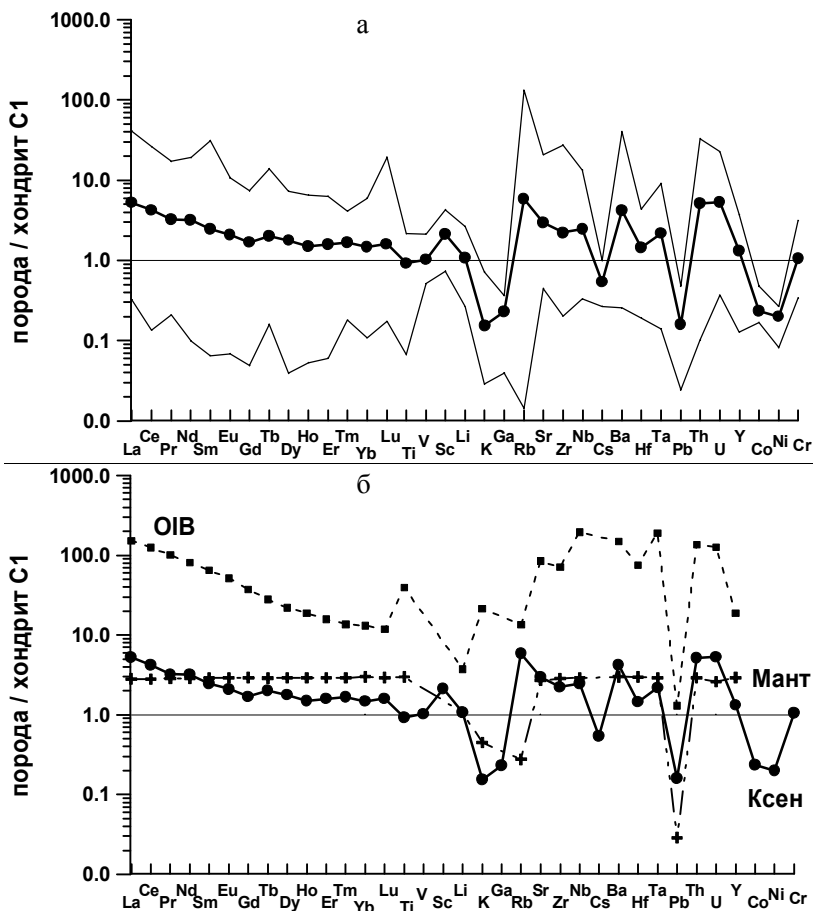


Рис. 5. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных и других элементов-примесей.

а – средние содержания по общей выборке анализов гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в глубинных ксенолитах в щелочно-базальтоидных провинциях (тонкими линиями показаны максимальные и минимальные значения); б – те же данные (Ксен) в сравнении с содержанием элементов в примитивной мантии (Мант) и щелочных базальтах океанических островов (ОИБ) [37].

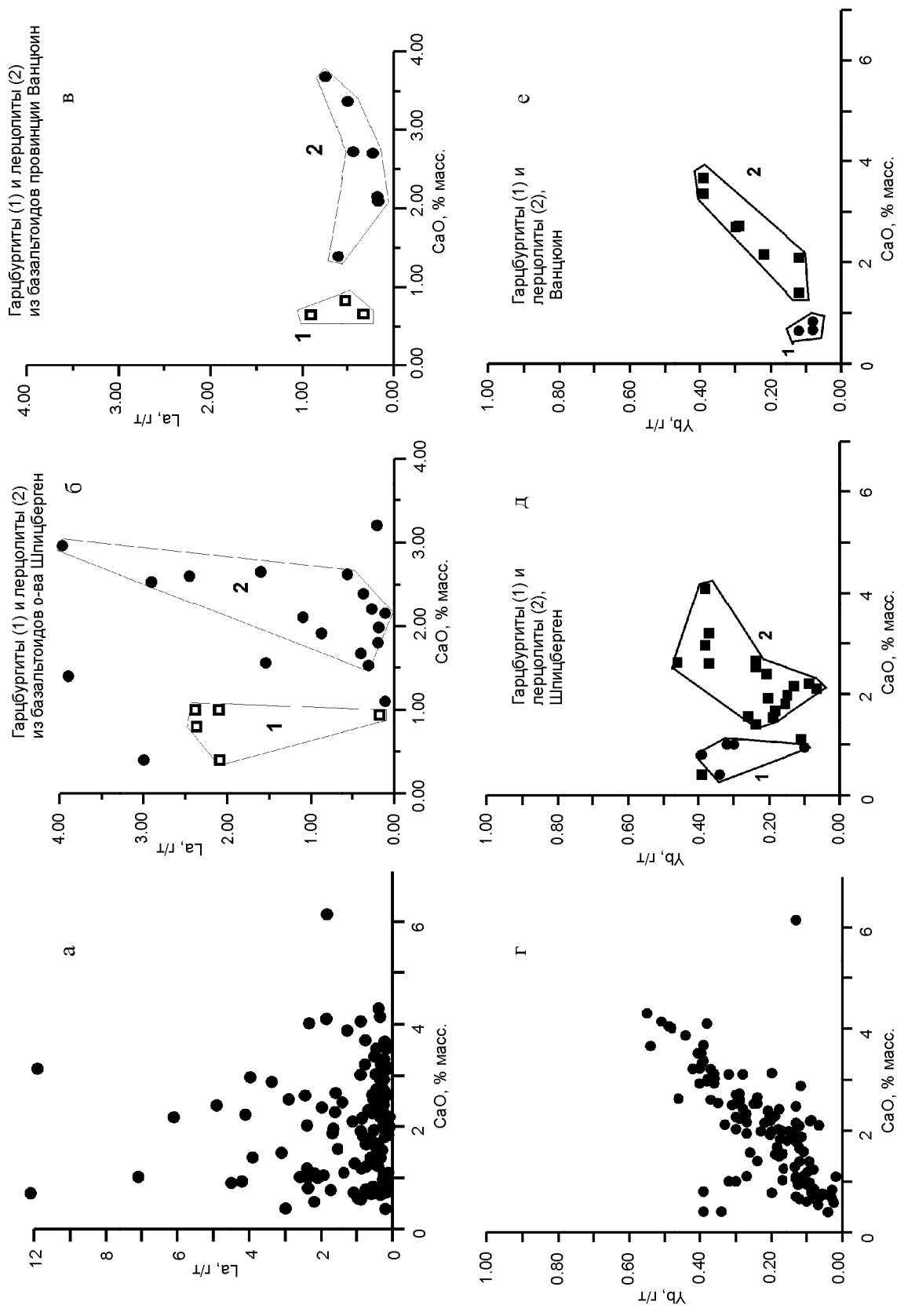


Рис. 6. а – соотношение содержаний La и CaO по общей выборке анализов гарцбургитов, лерцолитов и дунитов из глубинных ксенолитов в щелочно-базальтоидных провинциях (n = 130). То же – по данным анализам гарцбургитов (1) и лерцолитов (2) из провинций: б – о. Шпицберген; в – Ванцонн; г – соотношение содержаний Yb и CaO по общей выборке анализов гарцбургитов, лерцолитов и дунитов (n = 130). То же – по данным анализам гарцбургитов (1) и лерцолитов (2) из провинций: д – о. Шпицберген; е – Ванцонн.

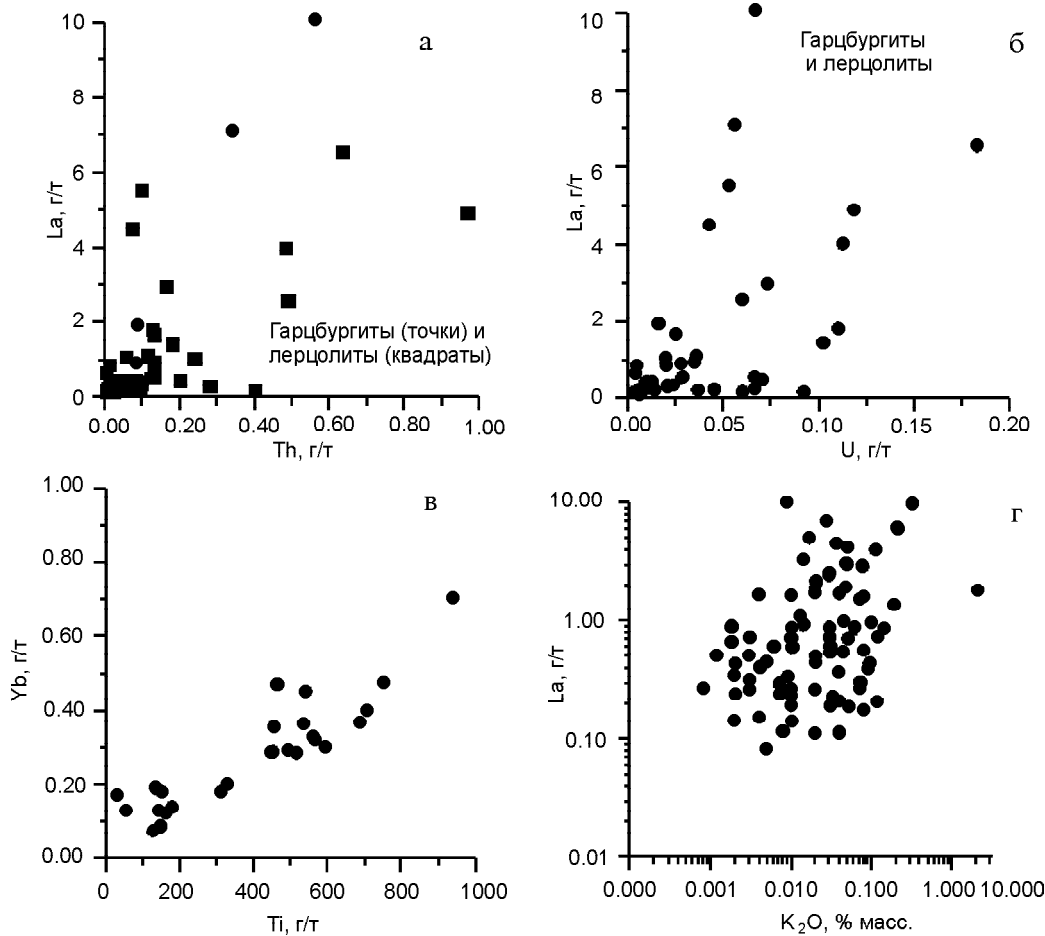


Рис. 7. Соотношение содержаний лантана с содержаниями тория (а), урана (б) и калия (г), а также содержаний иттербия с содержаниями титана (в) в перцолитах, гарцбургитах и дунитах из глубинных ксенолитов (по результатам анализов представительных образцов ксенолитов).

компонент Б объединяет в себе все несовместимые элементы-примеси (К, Р, Th, U, легкие РЗЭ и др.).

Изучая геохимическую неоднородность перидотитовых ксенолитов из щелочно-базальтоидной провинции Дрейзер Вейхер (Западная Германия), Штош и Сэк [33] были вынуждены выделить среди них два геохимических типа. Они показали, что в образцах одного типа содержание легких РЗЭ обычно находится на уровне, близком к хондриту С1, или несколько ниже, и при этом в них не наблюдается амфибол. В перидотитовых ксенолитах второго типа наблюдается существенное обогащение легкими РЗЭ, и, в то же время, в них, как правило, в тех или иных количествах наблюдается амфибол. Обогащение легкими РЗЭ было установлено и в первичных породообразующих минералах этих перидотитов – оливинах, ортопироксенах и клинопироксенах. По заключению Штоша и Сэка, обогащение ультрамафитов, как и их минералов, легкими лантаноидами, а также образование в них более позднего амфибола обязаны влиянию обогащенных этими элементами флюидов, которому подвергались ксенолиты перидотитов, изначально имевших такие же геохимические характеристики, как и перидотиты, отнесенные к первому типу. Важно отме-

тить, что, согласно заключению этих исследователей, ультрамафитовые ксенолиты подвергались указанному воздействию на протяжении всего пути их транспортировки базальтоидными расплавами от верхней мантии до дневной поверхности.

Рассматривая проблему распределения РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах на примере одной из щелочно-базальтоидных провинций Монголии, В.И. Коваленко с соавторами [4] пришли к заключению, что в подобных породах всегда в том или ином количестве присутствует так называемый «контаминат», то есть вещество, привнесенное в эти породы на более поздней стадии. Они предполагали, что этот «контаминат» сосредоточен, главным образом, в межзерновом пространстве ксенолитов. Под микроскопом он представляет собой тончайший матовый налет на поверхности зерен минералов, который при промывке проб разбавленным раствором соляной кислоты легко растворялся. По результатам анализа промытых таким образом проб содержание легких РЗЭ в них снижалось на 1-2 порядка, в то время как содержание тяжелых РЗЭ оставалось на прежнем уровне. В таких ультрамафитовых ксенолитах была выявлена положительная корреляция тяжелых РЗЭ с

содержанием СаО, однако для легких элементов такая зависимость проявляется только в тех образцах из ксенолитов, в которых практически отсутствовал "контаминат". По заключению названных исследователей, обнаруженный ими "контаминат", не будучи генетически связанным с первичным веществом ультрамафитовых ксенолитов, является концентратом существенных количеств легких РЗЭ, представленных в этих породах. Что касается распределения тяжелых РЗЭ в тех же ультрамафитах, то в качестве главного их концентратора ими рассматривается клинопироксен.

В свете изложенного можно предполагать, что аномальное обогащение легкими РЗЭ клинопироксенов из перидотитовых ксенолитов в провинциях Польши [11], о чем говорилось выше, также обусловлено наличием в них аналогичного "контамината", который может быть локализован не только на поверхности зерен минералов и стенок секущих их микротрещин, но и во флюидных включениях. Подобные включения, обогащенные легкими РЗЭ, выявлены в оливинах [5, 32] и ортопироксенах [8] из некоторых ультрамафитовых пород.

Вместе с тем, в ряде публикаций рассматриваемая проблема обсуждается с несколько иных позиций. В их основе лежат представления о том, что аномальное обогащение ультрамафитов из глубинных ксенолитов легкими РЗЭ является следствием так называемого "мантийного метасоматоза". Предполагается, что последний обусловлен просачиванием сквозь них мантийных флюидов, обогащенных не только легкими РЗЭ, но и Sr, а также CO_2 , в то время как Zr, Hf, Nb и Ti эти флюиды были обеднены. "Мантийный метасоматоз" подразделяется на два вида – явный и скрытый [17, 28]. Под явным подразумевается процесс, при котором обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ сопровождалось новообразованием водосодержащих минералов – амфибола и слюды. При скрытом "мантийном метасоматозе" аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ не сопровождалось образованием названных минералов. В качестве вероятного источника флюидов, обеспечивающих «мантийный метасоматоз», предполагаются карбонатитовые расплавы [13, 19].

Ю.А. Балашов* предложил выделять три группы признаков "мантийного метасоматоза" в ультрамафитах из глубинных ксенолитов: 1) петрологические

(стекло в межзерновом пространстве, зональность состава кристаллов и др.); 2) геохимические (значительные вариации в содержании РЗЭ, обогащение легкими элементами); 3) изотопные (отклонение изотопных отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). По мнению указанного автора, "мантийный метасоматоз" обусловлен воздействием на ультрамафитовые ксенолиты расплавов, прежде всего щелочных, и связанных с ними флюидов, обогащенных CO_2 и H_2O , которые были генерированы в верхней мантии.

Если рассматривать обсуждаемую проблему и подходы к ее решению в целом, то вполне логично предположить, что воздействие базальтоидных расплавов и их флюидов на ксенолиты (что не отрицается большинством исследователей) осуществлялось не только в период их нахождения на уровне верхней мантии, но и при последующей транспортировке ксенолитов к дневной поверхности. Те фазовые, химические и изотопные преобразования, которым подверглись ксенолиты мантийных реститов на всех стадиях до их появления на дневной поверхности, вполне правомерно рассматривать в терминах "мантийного метасоматоза", поскольку в этом процессе обязательно принимали участие мантийные "агенты" – примитивные базальтоидные расплавы и связанные с ними флюиды. Различное по масштабам и неравномерное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ и другими примесями при таком взаимодействии является вполне прогнозируемым процессом, поскольку возникшая в условиях верхней мантии физико-химическая система, состоящая из предварительно истощенных несовместимыми элементами ксенолитов ультрамафитовых реститов и, наоборот, обогащенных теми же элементами субщелочных базальтов, была весьма неравновесной. Поэтому в ходе подъема базальтовых расплавов, перемещавших ультрамафитовые ксенолиты, эта система неизбежно эволюционировала в сторону большего равновесия путем выравнивания концентраций подвижных компонентов, включая легкие РЗЭ, между расплавом, флюидом и ксенолитами. Этот процесс реализовывался посредством инъекций расплава и просачивания флюидов в ксенолиты по макротрещинам, а также межзерновым и внутризерновым микротрещинам, в результате чего и формировался упомянутый "контаминат". Очевидно, что в подобных условиях в пределы относительно небольших по размеру ксенолитов расплавы и флюиды были способны проникать почти по всему их объему, благодаря чему эти ксенолиты достигали почти полного химического равновесия с расплавом, оказывались равномерно обогащенными как легкими РЗЭ, так и другими подвижными компонентами.

*Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука. 1985. 222 с.

Те же расплавы и их флюиды за тот же промежуток времени не были способны проникать на всю глубину в более крупные ксенолиты. Поэтому последние будут иметь более неравномерное, зональное распределение "контамината", будучи сильнее обогащенными им в своих периферических зонах и тем самым сохраняя химическую неравновесность по отношению к окружающим базальтам [20].

Наряду с рассмотренной неструктурной примесью РЗЭ ("контаминатом") в ультрамафитовых ксенолитах постоянно присутствует их структурная примесь, которая находится в тех или иных количествах в составе оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов, гранатов и других минералов, изоморфно замещающая сеткообразующие элементы, в первую очередь ионы кальция [5, 6, 7]. По этой причине в ультрамафитах, по анализам которых не наблюдается аномальное обогащение легкими РЗЭ, содержания последних, как и содержание тяжелых элементов, находятся в прямой зависимости от количественно-минерального состава пород и от содержания в них СаО, который сосредоточен главным образом в клинопироксене. В тех ксенолитах, которые характеризуются аномально повышенным содержанием легких РЗЭ, прямую корреляцию с содержанием СаО демонстрируют только тяжелые РЗЭ, которые, как это следует из наблюдений, почти полностью находятся в составе порообразующих минералов в виде изоморфной примеси.

Выше было отмечено, что ультрамафиты из глубинных ксенолитов очень часто аномально обогащены не только легкими РЗЭ, но и другими несовместимыми элементами, в том числе калием, фосфором, ураном, торием, которые, в то же время, в еще больших количествах представлены во вмещающих эти ксенолиты субщелочных базальтоидах. Это приводит к заключению, что такое обогащение ксенолитов указанными элементами также обязано активному воздействию на ксенолиты переносивших их расплавов и их флюидов.

Как уже отмечалось, при определении РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах наиболее часто применялись инструментальный (INAA) и радиохимический (RNAA) нейтронно-активационный анализы, при проведении которых используются "валовые" пробы пород, хотя и ограниченные по объему. Однако эти методы анализа не позволяют оценить отдельно те вклады в суммарное количество РЗЭ в породах, которые вносят структурная и неструктурная их составляющие. К таким оценкам можно приблизиться, применяя локальные (микрондовые) методы анализа ин-

дивидуальных зерен минералов, и лишь в том случае, если определение РЗЭ выполняется не из растворов.

Остановимся далее на вопросе о неравномерности обогащения ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ. Как было показано, она проявляется как при сравнении ксенолитов из разных провинций, так и по ксенолитам одной провинции. Неравномерное, в том числе зональное распределение легких РЗЭ фиксируется и в пределах отдельных ксенолитов, особенно крупных, и в пределах индивидуальных зерен минералов. Как представляется, подобную геохимическую неоднородность ультрамафитов из ксенолитов и их минералов трудно интерпретировать, опираясь лишь на представление о "метасоматозе", протекавшем в верхней мантии. Это затруднение обусловлено прежде всего тем, что низкие значения градиентов всех термодинамических параметров, имеющие место в условиях верхней мантии, а также большие временные интервалы протекавших там минерало- и породообразующих процессов неизбежно должны привести систему "ультрамафитовый ксенолит – мафитовый расплав" к состоянию, близкому к химически равновесному. В указанных условиях должно достигаться выравнивание концентраций подвижных компонентов в этой системе. Поскольку это далеко не всегда так, то аномальное обогащение ксенолитов легкими РЗЭ и их очень неравномерное распределение, с нашей точки зрения, более логично рассматривать исходя из вероятности существенного привноса легких РЗЭ и других подвижных компонентов в ксенолиты непосредственно в процессе их перемещения расплавом. Очевидно, такое перемещение и взаимодействие не были длительными и соответствовали по времени периоду от момента захвата ксенолитов в верхней мантии, последующего быстрого подъема к дневной поверхности и до полной раскристаллизации базальтоидов.

Неструктурная примесь легких РЗЭ, аномально обогащающих ультрамафитовые ксенолиты, как уже говорилось, локализована наряду с межзерновыми и внутризерновыми микротрещинами в составе флюидных включений в порообразующих минералах. Очевидно, что подобные включения, представляя собой макродефекты кристаллической структуры минералов, неизбежно должны снижать их физическую прочность. С другой стороны, нетрудно предположить, что высокobarические условия, имевшие место в местах захвата ультрамафитовых ксенолитов базальтоидными расплавами на уровне верхней мантии, должны всемерно препятствовать возникновению подобных дефектов в структуре минералов. Из этого можно заключить, что флюидные включения в

минералах, в существенной мере определяющие аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими лантаноидами, не могли образоваться при метасоматических процессах, протекавших в высокобарических условиях верхней мантии, а возникли при существенно более низких давлениях на этапе подъема ксенолитов базальтовыми расплавами к дневной поверхности.

Резюмируя сказанное, подчеркнем, что, не подвергая сомнению возможность некоторого участия мантийных процессов в возникновении аномальных концентраций легких РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах в период их захвата щелочно-базальтоидными расплавами, мы приходим к убеждению, что подобное обогащение было вызвано, главным образом, активным воздействием на ксенолиты указанных расплавов и их флюидов на этапе их достаточно кратковременного перемещения по подводным каналам к дневной поверхности вплоть до момента полного затвердевания базальтов.

ВЫВОДЫ

1. Ультрамафиты из глубинных ксенолитов, широко представленные во многих щелочно-базальтоидных провинциях, очень часто аномально обогащены легкими РЗЭ и некоторыми другими несовместимыми элементами по сравнению с теми реститогенными ультрамафитами, которые слагают самостоятельные массивы в составе офиолитовых ассоциаций на континентах и в срединно-океанических хребтах. Аномальное и неравномерное обогащение этих ксенолитов легкими РЗЭ выявляется как при сравнении образцов из различных провинций, так и при их сравнении в масштабе одной провинции, в пределах отдельного ксенолита и даже индивидуальных зерен минералов.

2. Спектры распределения РЗЭ для тех ультрамафитов из ксенолитов, которые аномально обогащены легкими РЗЭ, обычно имеют не свойственный реститам отрицательный наклон и описываются повышенными (10–50) значениями параметра $(La/Yb)_n$. Содержание легких РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах, аномально обогащенных легкими РЗЭ, не обнаруживает зависимости от содержания в них СаО, в то время как содержание тяжелых РЗЭ в тех же образцах имеет прямо пропорциональную зависимость как от содержания СаО, так и от модального содержания клинопироксена в породах.

3. Аномальное обогащение ультрамафитов из глубинных ксенолитов легкими РЗЭ обусловлено, главным образом, их накоплением в виде неструктурной примеси ("контамината"), которая часто представ-

ляет собой легко растворимое вещество, локализованное в межзерновых и внутризерновых микротрещинах, а также в составе флюидных микровключений. Обогащенная легкими РЗЭ неструктурная примесь при анализе валовых проб пород практически не поддается отделению от той доли этих элементов, которые изоморфно входят в структуру породообразующих минералов.

4. Система "субщелочной базальт – ксенолит ультрамафитового рестита" изначально была химически неравновесной в отношении распределения РЗЭ. Последующее аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ было обусловлено инжекцией выносившими их расплавами, а также просачиванием флюидов, причем не столько на этапе захвата ксенолитов в верхней мантии, сколько в относительно короткий период перемещения по подводным каналам. В ходе такого взаимодействия ультрамафитовые ксенолиты аномально обогащались не только легкими РЗЭ, но другими несовместимыми элементами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1972. 268 с.
2. Ионов Д.А. Ксенолиты в базальтах континентов // Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е.Лазько, Е.В.Шарков. М.: Наука, 1988. С. 311–332.
3. Ионов Д.А. Ксенолиты в базальтах океанов // Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е.Лазько, Е.В.Шарков. М.: Наука, 1988. С. 332–346.
4. Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Штош Х.Г. Геохимия редкоземельных элементов в шпинелевых лерцолитах нодулей: модель примитивной мантии // Геохимия. 1989. №6. С. 771–784.
5. Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в оливинах // Зап. ВМО. 2000. Ч.129, № 6. С. 3–20.
6. Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в ортопироксенах // Зап. ВМО. 2001. Ч.130, № 1. С. 3–20.
7. Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах // Записки ВМО. 2001. Ч.130, № 4. С. 78–97.
8. Леснов Ф.П., Гора М.П., Ковязин С.В., Фомина Л.Н. Флюидные компоненты в ортопироксенах из дупироксеновых мафит-ультрамафитовых пород и их связь с редкоземельным составом минерала // Проблемы петрологии и минералогии мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1998. С. 62–78.
9. Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А., Лазько Е.Е., Джерде Э., Ханна С. Геохимические особенности астеносферы под аравийской плитой по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Телль-Данун, Сирийско-Иорданское плато, Южная Сирия // Геохимия. 1996. № 9. С. 819–835.

10. Шубина Н.А., Уханов А.В., Геншафт Ю.С., Колесов Г.М. Редкие и породообразующие элементы в перidotитовых нодулях из базальтов северо-западного Шпицбергена: к проблеме неоднородности верхней мантии // Геохимия. 1997. № 1. С. 21–36.
11. Blusztajn J., Shimizu N. The trace-element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from southwest Poland // Chem. Geol. V. 111. P. 227 - 243.
12. Downes H., Dupuy C. Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. P. 121–135.
13. Dupuy C., Liotard J.M., Dostal J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 2417–2423.
14. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
15. Frey F.A. Rare earth element abundances in upper mantle rocks // Rare earth element geochemistry (Ed. P.Henderson). Elsevier. 1984. P. 153–203.
16. Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38, N 7. P. 1023–1059.
17. Frey F.A., Prinz M. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. P. 129–176
18. Harnois L., Mineau R., Morency M. Rare element geochemistry of alnoitic Cretaceous rocks and ultramafic xenoliths from Ile Bizard (Quebec, Canada) // Chemical Geology. 1990. V. 85. P. 135–145.
19. Ionov D.A., Dupuy C., O’Reilly S.Y. et al. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen : implication for trace element signature of mantle carbonate metasomatism // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 119. P. 283–297.
20. Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol. 1994. V. 35. Part 3. P. 753–785.
21. Ionov D.A., O’Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, Southern Baikal region, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 105. P. 433–445.
22. Ionov D.A., Prikhod’ko V.S., O’Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signature of mantle beneath a convergent continental margin // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 275–294.
23. Kurat G., Palme H., Spettel B. et al. Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes // Geochim. Cosmochim. Acta. V. 44. 1980. P. 45–60.
24. Mattielli N., Weis D., Gregoire M., Mennessier J.P., Cottin J.Y., Giret A. Kerguelen basic and ultrabasic xenoliths: Evidence for long-lived Kerguelen hotspot activity // Lithos. V.37. 1996. P. 261–280.
25. Nagasawa H., Wakita H., Higuchi H., Onuma N. Rare earths in peridotite nodules: an explanation of the genetic relationship between basalt and peridotite nodules // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. P. 377–381.
26. Ottonello G. Rare earth abundances and distribution in some spinel peridotite xenoliths from Assab (Ethiopia) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 1885–1901.
27. Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Thomas H.H. Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 1131–1166.
28. Roden M.F., Frey F.A., Francis D.M. An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska // J. Petrol.. 1984. V. 25. Part 2. P. 546–577.
29. Sen G., Frey F.A., Shimizu N., Leeman W.P. Evolution of the lithosphere beneath Oahu, Hawaii: rare earth element abundances in mantle xenoliths // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 119. P. 53–69.
30. Shi L., Ludden J., Frederiksen A., Bostok M. Xenolith evidence for lithospheric melting above anomalously hot mantle under the Northern Cordillera // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 131. P.39–53.
31. Song Y., Frey F.A. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53, N 1. P. 97–113.
32. Stosch H.-G. Rare earth partitioning between minerals from anhydrous peridotite xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 793–811.
33. Stosch H.-G., Seck H.A. Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 457–470.
34. Stosch H.-G., Lungmair G.W., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from Tariat depression, Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2601–2614.
35. Stosch H.-G., Ionov D.A., Puchtel I.S., Galer S.J.G., Sharpouri A. Upper crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // Lithos. V. 36. 1995. P. 227–242.
36. Sun M., Kerrich R. Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Columbia, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 4863–4879.
37. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. From Saunders A.D. and Norry M.J. (eds). Geological Society Special Publication. 1989. P. 313–345.
38. Varne R., Graham A.L. Rare earth abundances in hornblende and clinopyroxene of a hornblende lherzolite xenolith: implications for upper mantle fractionation processes // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 13. P. 11–18.
39. Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 126. P. 345–364.
40. Xu Y., Mensies M.A., Vroon P., Mercier J.-C., Lin C.

Texture-temperature-geochemistry relationships in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China // *J. Petrology*. 1998. V.39. P. 469–493.

41. Yang H.-J., Sen G., Shimizu N. Mid-ocean ridge melting: constraints from lithospheric xenoliths at Oahu, Hawaii // *J. Petrology*. 1998. V. 39. P. 277–295.

Поступила в редакцию 1 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

F.P. Lesnov

Deep-seated xenoliths of ultramafites in alkali-basaltoid provinces: some specific features of REE geochemistry

Ultramafites from deep-seated xenoliths in all the known alkali-basaltoid provinces are abnormally and very non-uniformly enriched in light REE and some other highly incompatible elements as compared with similar rocks from continental massifs and mid-oceanic ridges. The non-uniformity of such enrichment is manifest both between different provinces and within one single province; quite often it is evident in an individual xenolith and even in individual grains of minerals. Data on REE content have been generalized in the paper, as well as data on other impurities and main components in the collection of 180 samples that characterize about 30 continental and insular alkali-basaltoid provinces. Such abnormal enrichment of ultramafites in light lanthanoids is stipulated by the accumulation in them of epigenetic contaminate localized in the intergrain space, on the walls of microfractures and in the fluid inclusions in the minerals. An essential portion of the contaminate easily dissolves in the diluted solution of hydrochloric acid, which results in substantial reduction of REE content in the samples. In the analysis of bulk rock samples using contemporary methods, light REE included in the contaminate practically cannot be separated from structural impurity of light REE that is lower in concentration and is directly incorporated in the crystalline grid of the minerals. The conceptions prevail that abnormal enrichment of ultramafitic xenoliths is stipulated by the mantle metasomatism processes. Based on the analysis performed, the author arrived at the conclusion that such enrichment of ultramafites from xenoliths in light REE and other incompatible impurities is due to direct fluid introduction from the accommodating alkali basaltoids in the process of xenolith transportation from the upper-mantle magmatic chambers to the surface, rather than by the mantle metasomatism processes.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВУЛКАНИТОВ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН – КОНТИНЕНТ

А.С. Житков, Г.И. Говоров

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Анализ данных по концентрации урана, тория и калия и величине отношения К/U в вулканитах зоны сочленения Курило-Камчатской и Японской дуг показал, что лавы вулканов Курило-Камчатской островодужной системы позднемелового и четвертичного этапов развития характеризуются сходными геохимическими параметрами, а четвертичные лавы Японских и Курильских островов различаются по этим же параметрам. Это позволяет предположить, что генерация магм двух дуг происходила при различных тектонических обстановках: островодужной – на Курило-Камчатской и окраинно-континентальной – на Японской.

Ключевые слова: вулканиты, геохимия, островные дуги, Курильские о-ва, Японские о-ва, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование пространственного и временного распределения различных вулканогенных комплексов в островодужных системах позволяет установить зависимость геохимических параметров магм от тектонической обстановки, существовавшей в период их формирования, и подойти к решению основополагающей проблемы генезиса островодужных магм. Вулканиты островодужных систем Тихого океана, сформированные на коре океанического типа (Идзу-Бонинская, Марианская, Лау и Тонга) и на коре континентального типа (Японская и Ново-Зеландская), различаются по содержаниям урана, тория и величине отношения К/U [6]. По этим параметрам вулканиты дуг с корой континентального типа близки вулканитам внутриконтинентальных вулканогенных структур, а вулканиты дуг с корой океанического типа не имеют аналогов на континенте. Существование двух типов вулканических поясов также подтверждается Nd-Sr изотопными данными [15, 17].

Проблема генезиса островодужных магм не так проста, как это кажется на первый взгляд. Временное ограничение (от позднего мела до четвертичного периода) островодужного этапа развития структур требует определения границ образований собственно островодужного этапа и подстилающего его фундамента. Основанием для установления границ могут служить геохимические параметры вулканитов, которые зависят от тектонической обстановки, формирующей

геологическую структуру в данный этап развития. Решение этих вопросов осложняется тем, что лавы верхнемелового и позднекайнозойского комплексов Камчатки и Курил близки по геохимическим параметрам, а позднекайнозойские лавы Большой Курильской гряды и Японских островов различны [6]. Именно это различие позднекайнозойских вулканитов этих двух структур стало причиной целенаправленных исследований геохимических параметров лав позднемелового возраста Малой Курильской дуги. Это позволит выяснить зависимость геохимических параметров лав от тектонической обстановки в области сочленения Курило-Камчатской и Японской островных дуг. В этом случае изучение уникальных структур Тихого океана могло бы дать выход из тупика в проблеме генезиса островодужных магм.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Определение концентраций урана и тория в вулканитах проведено методом треков с пределом обнаружения до $1 \cdot 10^{-8} \%$ и интервалом определяемых содержаний $10^{-3} - 10^{-8} \%$ [5]. Для расчета содержаний урана и тория в анализируемых пробах использовались лабораторные стандарты. Проверка правильности результатов анализа выполнена по стандартным образцам Геологической службы США – BCR-1 и GSP-1. Ошибка определения урана равна $\pm 5 \%$, тория – $\pm 15 - 20 \%$ для всего диапазона концентраций определяемых элементов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В структуре Курильской островодужной системы выделяются поднятия Большой и Малой островных гряд, разделенные Срединно-Курильской впадиной. Исследована сводовая часть Малокурильского поднятия и его структурное продолжение – подводный хребет Витязь. Позднемеловые-среднепалеогеновые вулканические комплексы расположены на островах Анучина, Танфильева, Юрий, Зеленый, Полонского и Шикотан.

С охотоморской стороны Малой Курильской гряды развиты согласно залегающие друг на друге морские слоистые отложения (сенон-палеоцен) крабовозаводский, матакотанской и малокурильской свит, в состав которых входят лавовые потоки базальтового и андезибазальтового состава. С тихоокеанской стороны, практически синхронно (сенон – эоцен), формировались наземные нестратифицированные грубослоистые вулканические и вулканомиктовые образования зеленовской свиты, в ареале которой на о-ве Шикотан расположен эффузивный ноторо-томаринский комплекс и дмитровский комплекс параллельных даек [2, 3]. К тихоокеанской зоне относятся и палеогеновые андезитоиды подводного хребта Витязь. Базальты и андезибазальты охотоморской зоны содержат больше титана и являются более железистыми, чем аналогичные породы тихоокеанской зоны (табл.). В целом лавы Малокурильской палеодуги по химизму (низкое содержание титана (0,52–1,19%), широкое развитие насыщенных и пересыщенных нормативным кварцем эффузивов) и петрографии (преобладание порфировых структурных типов с плагиоклазом и двумя пироксенами во вкрапленниках) относятся к типично островодужным. От большекурильских вулканитов их отличают повышенные основность (в среднем по Малой гряде – андезибазальты), калиевоность и меланократовость [3].

Об отсутствии значительных вариаций состава магм при формировании верхнемелового вулканического комплекса дуги свидетельствуют и концентрации радиоактивных элементов в породах (табл.). Базальты и андезибазальты всех стратиграфических серий с тихоокеанской и охотоморской стороны однородны по содержанию урана – $0,47 \cdot 10^{-4} \%$ и $0,5 \cdot 10^{-4} \%$, в среднем. Торий варьирует в значительно больших и равных интервалах концентраций как в базальтах – $(0,29–2,0) \cdot 10^{-4} \%$, так и в андезибазальтах – $(0,34–1,9) \cdot 10^{-4} \%$, при одинаковом среднем содержании $1,1 \cdot 10^{-4} \%$. Калий варьирует в интервале концентраций 0,21–1,87 % и 0,87–3,14 %, соответственно. В среднем содержание калия в вулканитах тихоо-

кеанской и охотоморской сторон Малой Курильской дуги равно 1,08 %, 1,1 % и значительно выше в базальтах и андезитах подводного хребта Витязь – 1,96 %. Величина отношения Th/U в базальтах и андезитах Малой гряды в среднем равна 2,2 и 1,4 – в вулканитах хребта Витязь, а K/U – $2,2 \cdot 10^4$ и $4,1 \cdot 10^4$ соответственно. Наиболее высокие отношения K/U наблюдаются в лавах ноторо-томаринского комплекса и подводного хребта Витязь. По величинам отношения K/U и Th/U верхнемеловые-среднепалеогеновые вулканиты Малой Курильской гряды близки таковым Срединного и Восточного хребтов Камчатки [4, 10]. Все они характеризуются низкими концентрациями урана и тория, высокими величинами отношения K/U – $(2–12) \cdot 10^4$ (рис. 1) и низким – Th/U, равным в среднем 2. Надо заметить, что величина отношения K/U в верхнемеловых вулканитах Камчатки не является постоянной: в базальтах ирунейской, кирганинской, малкинской и попутновской свит она очень высока – $(5–12) \cdot 10^4$, в базальтах квахонской, темнореченской она ниже – $(2–4) \cdot 10^4$, а в базальтоидах каменистовской свиты минимальна – $1 \cdot 10^4$ [4, 10]. Базальты Малой Курильской гряды по величине K/U близки базальтам квахонской и темнореченской свит.

Все лавы Малой Курильской гряды характеризуются такими же низкими абсолютными концентрациями урана и тория, как и вулканиты Большой Курильской гряды. В базальтах и андезибазальтах о-ва Кунашир содержание в среднем урана $0,24 \cdot 10^{-4} \%$, тория $0,4 \cdot 10^{-4} \%$ и калия 1,0 %, в дацитах незначительно больше – $0,36 \cdot 10^{-4} \%$, $0,7 \cdot 10^{-4} \%$ и 1,6 % соответственно [7]. Величина отношения K/U в среднем равна $4 \cdot 10^4$. Низкие концентрации урана и тория и высокие значения отношения K/U характерны и для лав позднекайнозойского этапа развития Камчатки [7, 8]. Такое геохимическое сходство вулканитов предполагает, на наш взгляд, и сходство тектонической обстановки их генерации.

Четвертичные лавы вулканов восточной части о-ва Хоккайдо по петрохимическим параметрам типичны для всего Японского архипелага. Увеличение содержания калия в этих лавах сопровождается пропорциональным увеличением содержания тория и урана без заметного изменения величины отношения K/U, равного в среднем $1 \cdot 10^4$ [14, 16]. При сходстве петрохимических составов лав Японских и Курильских островов лавы Хоккайдо и Хонсю характеризуются более высокими концентрациями урана и тория и постоянной величиной отношения калия к урану. Только лавы вулкана Машу, расположенного на продолжении вулканических построек о-ва Кунашир –

Таблица. Содержание петрогенных и редких (U и Th) элементов в базальтах и андезитах магматических комплексов Малой Курильской гряды.

№обр.	163	192	1052	1040	1377	1077	38AI	41-77	179	130-4	1078	128-9	149	150	174	234	1080
	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	52.82	53.76	48.32	48.27	48.46	47.42	48.86	52.40	52.87	47.57	52.95	57.53	52.21	53.20	55.00	51.89	51.77
TiO ₂	1.19	0.39	1.16	1.41	0.81	0.90	0.75	0.55	0.84	0.91	0.52	0.87	0.68	1.12	1.05	0.75	0.73
Al ₂ O ₃	16.92	17.63	17.23	17.82	16.64	19.54	15.49	16.23	19.05	13.02	14.64	16.69	14.91	18.17	15.21	17.56	19.52
Fe ₂ O ₃	4.99	4.04	5.90	4.80	6.16	2.52	5.79	4.50	4.04	3.38	6.81	5.02	2.89	3.26	4.29	3.36	1.95
FeO	3.15	3.18	4.19	6.50	5.24	7.25	4.44	4.32	3.33	6.51	3.07	1.80	4.42	4.49	3.69	4.17	5.41
MnO	0.19	0.28	0.27	0.26	0.21	0.25	0.20	0.17	0.19	0.15	0.22	0.10	0.14	0.11	0.16	0.16	0.14
MgO	3.58	3.47	4.81	5.10	5.34	4.85	7.30	6.24	3.74	9.64	5.33	3.64	8.10	5.14	6.09	4.97	5.86
CaO	6.10	5.59	10.22	9.87	9.63	11.26	7.80	8.95	8.02	10.98	5.82	5.58	8.77	7.51	8.13	8.13	8.26
Na ₂ O	4.44	3.91	3.18	2.95	2.73	2.56	2.65	2.83	3.72	2.11	3.71	3.70	2.77	3.46	3.17	3.50	3.22
K ₂ O	1.59	3.78	0.42	1.08	0.78	0.25	0.48	1.12	1.47	1.23	3.35	2.50	1.05	1.47	1.40	2.25	1.17
P ₂ O ₅	0.36	0.46	0.26	0.52	0.41	0.27	0.44	0.41	0.25	0.24	0.62	0.28	0.20	0.27	0.19	0.25	0.44
H ₂ O ⁺	2.37	1.84	2.13	0.86	1.26	2.01	3.91	1.30	1.02	3.87	2.58	0.78	3.03	1.33	0.68	2.71	1.58
H ₂ O ⁻	1.78	1.21	1.51	0.61	2.03	0.67	1.29	0.77	0.71	0.52	0.00	1.10	0.49	0.98	0.56	0.00	0.18
Σ	99.48	99.54	99.54	100.0	99.70	99.75	99.40	99.83	99.83	99.53	99.62	99.59	99.66	100.5	99.62	99.70	100.2
K	1.32	3.14	0.35	0.90	0.65	0.21	0.40	0.93	1.22	1.02	2.78	2.08	0.87	1.22	1.16	1.87	0.97
Th	0.94	1.70	2.00	1.10	0.62	0.29	0.97	1.70	1.90	0.40	0.51	1.10	0.34	1.20	0.62	1.80	0.54
U	0.57	0.77	0.52	0.70	0.34	0.13	0.54	0.48	0.49	0.24	0.56	0.65	0.42	0.60	0.39	0.43	0.41
K/U	2.32	4.07	0.67	1.28	1.90	1.60	0.74	1.94	2.49	4.25	4.97	3.19	2.08	2.03	2.98	4.34	2.37
Th/U	1.65	2.21	3.85	1.57	1.82	2.23	1.80	3.54	3.88	1.67	0.91	1.69	0.81	2.00	1.59	4.19	1.32

Примечание. 1–4, 7, 8, 15–17 – о-в Шикотан; 5–6 – о-в Полонского; 9, 13 – о-в Юрий; 14 – о-в Анучина; 10–12 – подводный хребет Витязь. Магматические комплексы: 1 – восточношикотанский, 2 – малокурильский, 3–4 – крабово-заводский, 5–6 – матакотанский, 7–9 – зеленковский, 10–12 – условно зеленковский, 13–14 – дмитровский, 15–17 – ноторотомаринский. Оксиды и K – в %, U, Th – в 10⁻⁴ %, K/U – в 10⁴.

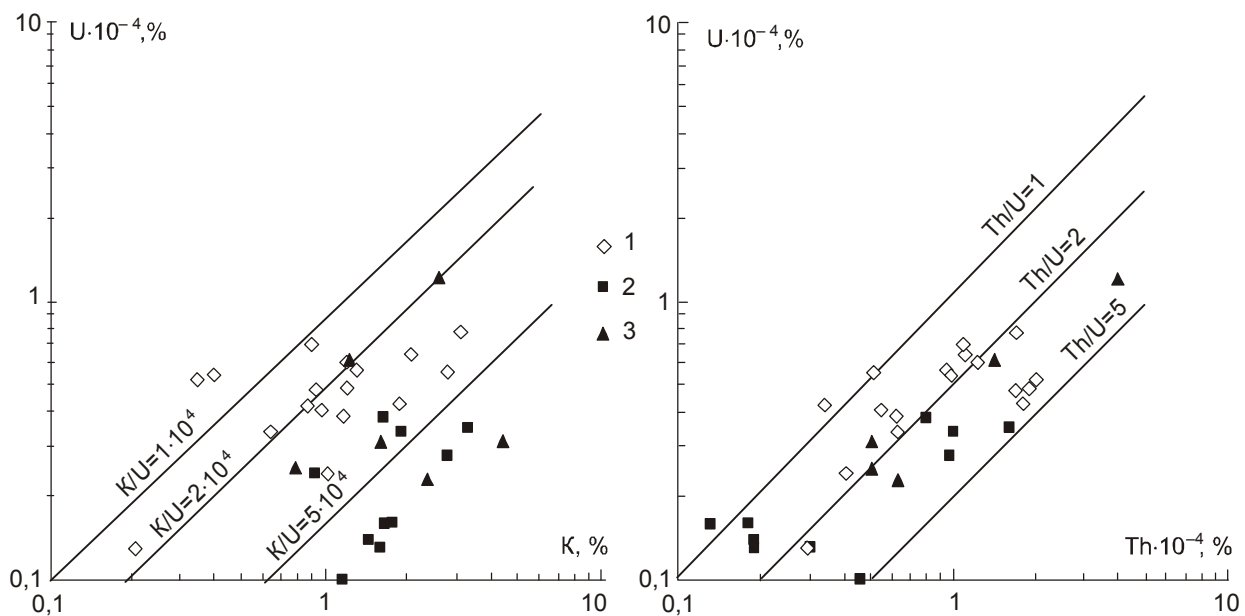


Рис. 1. Корреляция концентраций урана и калия, урана и тория в верхнемеловых вулканитах Курило-Камчатской островной дуги.

1 – базальты и андезиты Малой Курильской гряды; 2 – базальты Восточного [4] и 3 – Срединного хребтов Камчатки [10].

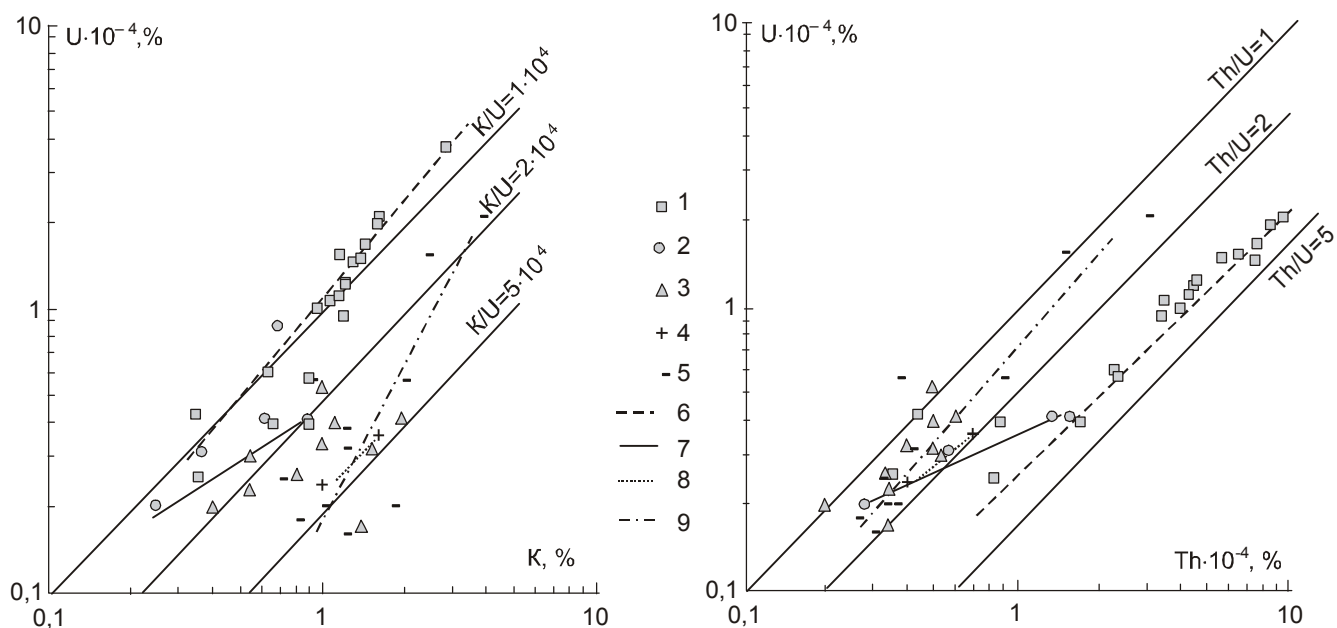


Рис. 2. Корреляция концентраций урана и калия, урана и тория в четвертичных вулканитах Японских и Курильских островов и полуострова Камчатка.

Лавы вулканов: 1–2 – о-ва Хоккайдо: 1 – Дайзетсу, Токаши, Ширитокю, Раусудаки, Атосанапури, Шикарибетсу, Кутширо, 2 – Машу и Ми-Акан [14]; 3 – Курильских островов и 4 – о-ва Кунашир, [6], 5 – п-ова Камчатка [7, 8]. Тренды континентальных лав – 6, вулканов Машу и Ми-Акан – 7, островодужных острова Кунашир – 8, Курильских островов и Камчатки – 9.

Тятя, Менделеева и Головнина – проявляют сходство по этим параметрам с лавами Большой Курильской гряды (рис. 2). Их показатели образуют тренд, показывающий появление признаков островодужных магм, что выражается в более быстром возрастании содержания калия относительно урана и тория. Это приводит к увеличению величины отношения K/U .

Изложенные выше данные по Камчатке, Курильским и Японским островам позволяют сделать выводы о более древнем, меловом возрасте Курило-Камчатской островной дуги и о том, что не все вулканические пояса западной части Тихого океана можно отнести к разряду островных дуг. Первое подтверждается тем, что магмы вулканов Курило-Камчатской островодужной системы с позднемелового до четвертичного этапа развития характеризуются сходными петрохимическими (низкое содержание титана и высокое калия) и геохимическими (повышенные отношения K/U и низкие – Th/U) параметрами. Если тектоническая обстановка отражается в вещественном составе магматических тел [1], то в пределах этой геологической структуры островодужная тектоническая обстановка существовала с мела, изменялись лишь условия или глубина образования магм, на что указывают вариации величины отношения K/U в лавах. Второе суждение обосновывается тем, что

четвертичные, возможно и меловые лавы Японских островов существенно отличаются по геохимическим параметрам (величинам отношения K/U и Th/U) от лав Курильских островов. В таком случае, если принять положение, что на Японских и Курильских островах с палеогена существует одинаковая тектоническая обстановка (островодужная), следует признать отсутствие тектонического контроля геохимических параметров островодужных магм в этот период, или же, основываясь на геохимических данных, предположить различие тектонических обстановок на Японских и Курильских островах с позднего мезозоя. Как первое, так и второе положение требует уточнения. Первое положение верно только в том случае, если считать, что заложение островных дуг произошло на гетерогенном основании и привело к объединению разнородных участков земной коры в единые структуры и их режим “определен глубинными процессами формирования островодужных систем” [9]. Однако глубинные процессы планетарного масштаба, происходящие в мантии Земли, не могут быть изначально островодужными. Эти процессы генерируют различный режим для океанической и континентальной кор. В этом случае второе предположение больше соответствует действительности. Слишком велико различие в строении и составе континен-

тальной и океанической коры и велико различие петрохимических и геохимических параметров генерируемых в этих структурах магм, чтобы можно было говорить об одном режиме этих структур.

На петрохимическое различие лав активных окраин материков и типичных островных дуг указывали П. Якеш и А. И. Р. Уайт [13], но этому факту в тектонических построениях никакого значения не придавалось. Полученные в последние годы новые геохимические и изотопные данные по вулканитам Тихоокеанской западной зоны перехода океан–континент делают это различие более отчетливым.

Геохимическая особенность островодужных вулканитов выражена в более низких концентрациях урана и тория и в более высоких величинах отношения K/U , относительно вулканитов континентальных дуг [6]. Обычно выделяют две серии магматических пород островных дуг – толеитовую и известково-щелочную. Возможно выделение в самостоятельную серию пород бонинитового ряда. Исследования, проведенные авторами, показали, что величина отношения K/U не коррелируется с содержанием калия в вулканитах всех серий этих структур и варьирует в пределах $(2-10) \cdot 10^4$ для эпиокеанических дуг [6]. Величина отношения K/U в вулканитах одинаковой кремнекислотности Курило-Камчатской дуги колеблется в интервале $(2-5) \cdot 10^4$ для четвертичных [7] и $(1-12) \cdot 10^4$ для меловых [5, 10]. Величина отношения K/U в вулканитах эпиконтинентальной Японской островной дуги также не коррелируется с содержанием калия в них, но остается постоянной – $1 \cdot 10^4$ для всех диапазонов содержания калия (0,2–3,0 %) и кремнекислотности пород. Геохимический параметр (величина отношений K/U) согласуется с изотопными данными по вулканитам эпиконтинентальных и эпиокеанических дуг. По данным У. Уайта и Дж. Петшета [17] вулканиты эпиокеанических островных дуг Марианской, Идзу, Алеутской и Новой Британии образуют компактную группу с $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28320$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51303$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035$, что отличает их от океанических базальтов (MORB) по величине этих параметров. Вулканиты эпиконтинентальных дуг Сунда, Банда, Малые Антилы характеризуются более низкими, варьирующими в большем диапазоне величинами отношений изотопов Hf и Nd и более высокими величинами отношений изотопов стронция. Аналогичные данные получил С. Нохда [15], что позволило ему разделить островные дуги на два типа. К первому типу островных дуг он относит незрелые (эпиокеанические) островные дуги (Марианская, Идзу и Ново-Британская). Второй тип объединяет многие эпиконтинентальные дуги, такие как Эквадорская,

Чилийская, а также островные дуги Сунда, Банда, Северо-Новозеландская, Японская и Малоантильская. Величины отношения K/U в лавах, также как и изотопные данные, позволяют выделить два типа островных дуг: эпиконтинентальные и эпиокеанические. Вулканиты эпиконтинентальных дуг, к которым относится Японский архипелаг, характеризуются постоянной величиной отношения K/U , равной в среднем $1 \cdot 10^4$ с диапазоном отношений от $0,5 \cdot 10^4$ до $1,4 \cdot 10^4$. Величина отношения K/U в вулканитах эпиокеанических дуг, к которым относятся Срединный и Восточный хребты Камчатки, а также Малая и Большая Курильская гряда, колеблется в пределах $1 \cdot 10^4 - 10 \cdot 10^4$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Островодужная тектоническая обстановка проявляется только в пределах океанической коры и не может реализоваться на окраинно-континентальных структурах, за исключением непосредственной зоны их сочленения. Примером влияния островодужной обстановки на состав лав вулканов, находящихся на континентальном блоке, является упомянутый выше вулкан Машу на острове Хоккайдо. Подтверждением закономерности изменения геохимических параметров магм области стыка островной дуги и окраинно-континентальных структур является существование такой закономерности в районе стыка Идзу-Бонинской дуги и о-ва Хонсю. Отношение K/U в базальтах п-ва Идзу и прилегающих к нему островов в среднем равно $3,8 \cdot 10^4$ [12], тогда как в базальтах и андезитах северной [16] и центральной [11] частей о-ва Хонсю оно равно $1 \cdot 10^4$.

Островными дугами в геологическом понимании целесообразно считать только те, которые сформировались на коре океанического типа – Курило-Камчатская, Идзу-Бонинская, Марианская, Ново-Гейбридская, Лау и Тонга. Состав вулканитов этих дуг преимущественно базальт-андезитобазальтовый и специфичен по своим геохимическим [6] характеристикам. Вулканиты с такими параметрами не встречаются на континентах. Тектонический режим формирования таких структур однозначно можно назвать “островодужным”.

Вулканический пояс Японских островов (как и Новозеландских) сформировался на коре континентального типа на стыке континентального и океанического блоков. Магмы этого пояса по петрохимическим и геохимическим параметрам аналогичны магмам внутриконтинентальных вулканических поясов [6]. Состав вулканитов – от базальтов до риолитов, преобладают андезиты. Тектоническую обста-

новку Японских островов в позднем кайнозое можно охарактеризовать как окраинно-континентальную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
2. Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим данным // Докл. АН СССР, 1983. Т. 270, № 3. С. 664–668.
3. Говоров Г.И. Происхождение вулканических серий островных дуг по петро-геохимическим данным // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 89–111.
4. Житков А.С., Бадрединов З.Г. Уран и торий в верхнемеловых базальтоидах Валагинского хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1989. № 1. С. 54–61.
5. Житков А.С. Уран и торий в стандартных образцах горных пород // Геохимия. 1989. № 7. С. 1055–1058.
6. Житков А.С. Радиоактивные элементы в вулканитах островных дуг западного сектора тихоокеанской активной окраины // Океанология. 1990. Т. 30, вып. 5. С. 809–814.
7. Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. U, Th, Li, Rb и Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1970. № 11. С. 1329–1334.
8. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179–197.
9. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 236 с.
10. Пузанков Ю.Б., Селиверстов В.А., Шестель С.Т. Первые данные о распределении редких земель в меловых базальтоидах Камчатки // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск, 1985. С. 42–46.
11. Ebihara M., Nakamura Y., Wakita H., et al. Trace element composition of Tertiary volcanic rocks of northeast Japan // *Geochem. J.* 1984. V. 18, N 6. P. 287–304.
12. Gill J.B. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1976. V. 17. P. 1384–1395.
13. Jakes P., White A.I.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic area // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. V. 83. P. 29–40.
14. Katsui V., Oba V., Ando S. et al. Petrochemistry of quaternary volcanic rocks of Hokkaido, north Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV.* 1978. V. 18, N 3. P. 449–484.
15. Nohda S. Classification of island arcs by Nd-Sr isotopic data // *Geochem. Jour.* 1984. N 1. P. 1–9.
16. Sasaki N., Ioshida T., Aoki K. Geochemical studies of Nasu and Kita-Hakkoda volcanic groups of the northern belt // *Pres. Rept. Lab. Nucl. Sci. Tohoku Univ.* 1985. V. 18, N 1. P. 175–188.
17. White W.M., Patchett J. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. 67, N 2. P. 167–185.

Поступила в редакцию 27 апреля 1998 г.

Рекомендована к печати В.И. Суховым

A.S. Zhitkov, G.I. Govorov

Tectonic control of the geochemical parameters of volcanites in the ocean-continent transition zone

Data on the concentration of uranium, thorium, and potassium and K/U ratios in volcanic rocks at the juncture of the Kuril-Kamchatka and Japan arcs show similar geochemical parameters of lava from volcanoes of the Kuril-Kamchatka arc system of the Late Cretaceous and Quaternary stages of their development and different parameters of Quaternary lavas from the Japan and Kuril island arcs. This suggests that magma of these two arcs was generated in different tectonic settings: in an island-arc environment in the Kuril-Kamchatka arc and in a marginal continental environment in the Japan arc.

ПОРЯДОК В СТРУКТУРЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ НА ВОСТОКЕ АЗИИ

Г.Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Структура тектонического рельефа переходной от континента к океану зоны на Востоке Азии определяется симметричной композицией секций, характеризующихся упорядоченными сочетаниями составляющих их форм. Природа такой структуры рассматривается в связи со структурой рельефа геоида и видится не только в геодинамике литосферных плит, но и во взаимодействии коромантийных сегментов Земли, существенно различающихся по плотности и термальному режиму.

Ключевые слова: рельеф, тектоника, зона перехода континент–океан, Восток Азии.

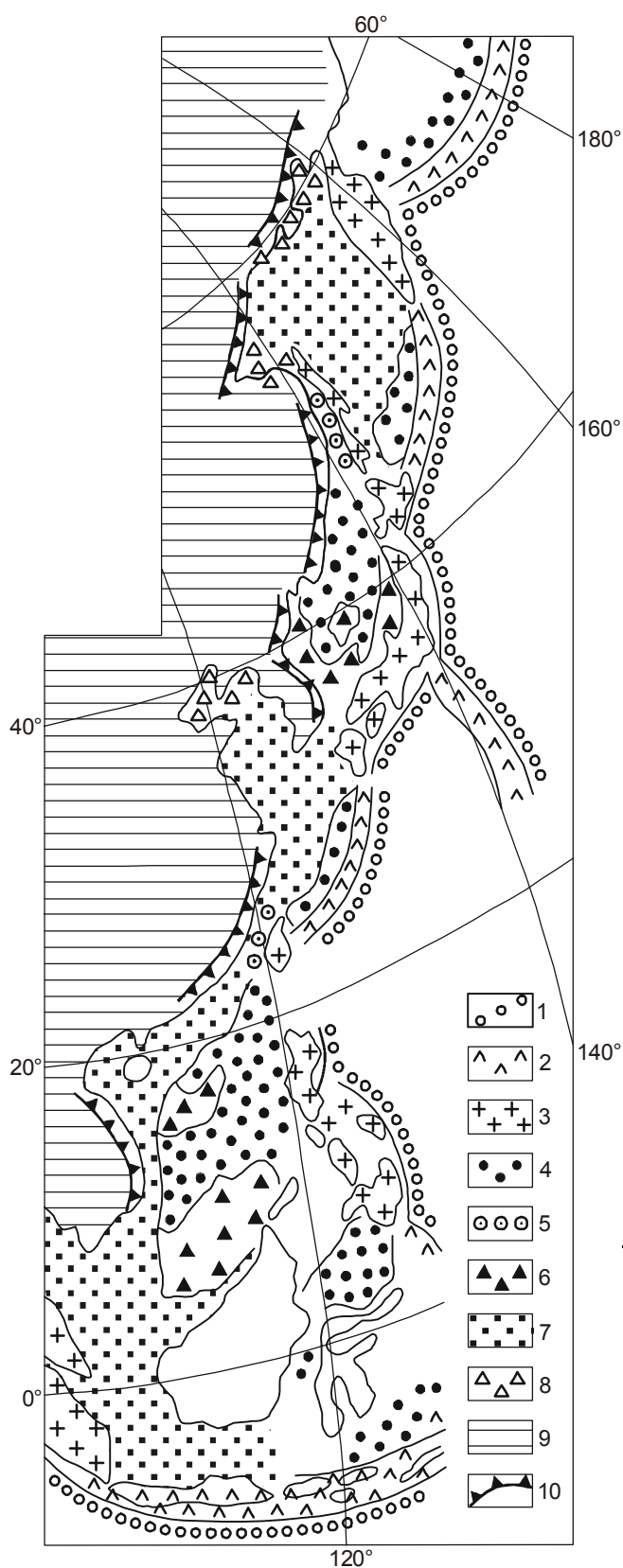
Переходная зона от континента к океану на западной окраине Тихого океана имеет сложную структуру [8] и нигде более на Земле не повторяется – это уникальное образование. Характер ее тектонического рельефа таков, что стоило бы лучше говорить и о переходной зоне от континента к океану (окраинные моря и островодужные системы), и о переходной зоне от океана к континенту (западная окраина Тихого океана – Филиппинское и ему подобные моря). Второе, что обращает на себя внимание – это существенное различие тектонического рельефа переходной зоны к северу и югу от экватора. На севере переходная зона как бы прижата к окраине материка. На юге же она расширяется, обретая своеобразный мозаичный рисунок, причем глубоководные желоба здесь часто обращены на юг и располагаются уже в пределах окраинных морей (Коралловое море). В особенности это характерно для приэкваториальной зоны, если учесть и Зондскую островодужную систему.

В чем причина указанных выше особенностей переходной зоны в Западно-Тихоокеанском регионе? Для этого следует рассмотреть и особенности структуры рельефа переходной зоны, и связи его с другими геолого-геофизическими и геоморфологическими параметрами Земли. Например, хорошо видно различие положения частей переходной зоны в рельефе поверхности геоида. В западной части Тихого океана располагается крупнейшее и

высочайшее на Земле поднятие рельефа геоида [1, 6]. Вблизи Востока Азии переходная зона приурочена к северо-западному скату этого поднятия, а в экваториальной полосе она располагается на его осевой части. Далее на юго-восток, в приближении к Новой Зеландии главные элементы переходной зоны вновь располагаются на скате поднятия поверхности геоида, которое имеет мантийную природу с положением центра аномалиеобразующей (разуплотненной и разогретой) массы на глубине порядка 700–800 км [5].

Севернее экватора, в своей приазиатской части переходная зона от континента к океану включает следующие формы тектонического рельефа, начиная от океана в сторону континента и с буквенным их обозначением для удобства последующего изложения (рис):

- а.** Глубоководные желоба.
- б.** Островодужные поднятия (Алеутское, Курильское и др.).
- в.** Молодые островные и полуостровные орогены часто с элементами островодужных обстановок (Камчатка, Сахалин, Япония, Тайвань и др.). В какой-то мере их можно рассматривать как промежуточный тип образований между типичными островодужными поднятиями и молодыми орогенами типа южноамериканских Анд.
- г.** Глубоководные котловины окраинных морей.



д. Системы поднятий и впадин типа континентальных бордерлендов, либо обрамляющие глубоководные котловины окраинных морей (Южно-Китайское море), либо вложенные в них (возвышенность Ямато в Японском море).

е. Шельфы, включая и глубоко погруженные части – аваншельфы, как, например, в Охотском море [8].

ж. Крайинно-материковые рифтовые зоны. Это сложные формы, являющиеся морфотектоническим отражением процессов утонения литосферы на окраине континента с сопутствующими погружениями и формированием в конечном счете шельфовых бассейнов [11]. На ранней стадии развития такие рифты представляют собой сочетание прибрежных поднятий и впадин, например, в Северном Приохотье [4] или в Нижнем Приамурье [9, 11]. При дальнейшем утонении литосферы происходит расширение впадин и последовательное уничтожение поднятий с формированием в прибрежной зоне шельфа краевых погруженных блоков, открытых на большие глубины (район Шантарских островов в Охотском море). В конечном счете это приводит к расширению шельфового бассейна и переходу крайинно-материковых рифтов в погребенное состояние, так что они составляют прерывистый промежуточный структурный этаж, как это наблюдается в Охотском море [7].

з. Прогибы между молодыми островными орогенами и материком. Это прогибы Тайваньского и Татарского проливов, представляющие собой формы типа входящих углов и открывающиеся в сторону глубоководных котловин окраинных морей. В сущности, это морфотектонические авлакогены, состоящие из сменяющих друг друга по простиранию погруженных блоков, расширяющихся и углубляющих

Рис. Основные элементы тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану на Востоке Азии.

1 – глубоководные желоба; 2 – островодужные поднятия; 3 – молодые орогены с элементами островодужной тектоники; 4 – глубоководные котловины окраинных морей; 5 – авлакогеноподобные прогибы между материковой сушей и островными молодыми орогенами; 6 – континентальные бордерленды; 7 – шельфы; 8 – крайинно-материковые рифты; 9 – "устойчивый континент"; 10 – береговые эскарпы.

щихся в одном направлении, как это хорошо выражено у впадины Татарского пролива [9]. Эта структурная особенность роднит их с окраинно-материковыми рифтами на поздней стадии развития – достаточно, например, сравнить морфотектонику Удской губы в Охотском море и Татарского пролива [9, 11].

и. Береговые высокие эскарпы. Это высокие тектонические береговые склоны нагорных поднятий типа Сихотэ-Алиня и Джугджура, обрамляющих с запада переходную зону на Востоке Азии. Они как бы оформляют край "устойчивого континента". Береговые эскарпы в морфологическом и структурном отношении представляют собой аналог великих эскарпов на окраинах гондванских материков и субконтинентов, которые ограничивают наклонно поднятые глыбы типа Драконовых гор Южной Африки или плато Деккан в Индостане [14, 15]. Как и последние, береговые эскарпы служат ограничениями плечей-противоподнятий вдоль окраин шельфовых бассейнов со свойственной им квазирифтовой обстановкой, глубоководных котловин или прогибов типа Татарского пролива.

К перечислению этих форм тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану на Востоке Азии следует добавить еще полуостровные выступы Кореи и Индокитая, занимающие также не случайную позицию (рис).

Структура тектонического рельефа переходной зоны на Востоке Азии определяется, в первую очередь, ее делением на секции, которых на протяжении от Зондской системы до Берингова моря здесь шесть и основу их составляют окраинные моря. По сочетаниям составляющих их форм секции делятся на следующие три типа (рис).

Тип А состоит из следующих форм (их перечисление здесь и ниже идет от океана к континенту): глубоководный желоб (а), островодужное поднятие (б), глубоководная котловина окраинного моря (г) и шельф (е). Следовательно, тип А секций переходной зоны представляет собой группу [абге]. Это Зондская и Берингоморская секции переходной зоны, обращенные своими фронтальными частями на юг, в отличие от такового на восток и юго-восток в остальных секциях.

Тип Б, или япономорский, представляет собой сочетание глубоководного желоба (а) и островного молодого орогена (в), комбинации глубоководной котловины окраинного моря, континентального бордерленда и морфоавлокогена (гдз),

шельфа (е) и берегового эскарпа (и). Таким образом, секции типа Б – Япономорская и Южно-Китайского моря – представляют собой группу форм [ав(гдз)еи]. К тому же, с запада к ним одинаково примыкают Корейский и Индокитайский полуостровные выступы.

Третий, или охотоморский тип (В) секций переходной зоны состоит из глубоководного желоба и поднятий островной дуги, глубоководной котловины окраинного моря, шельфа, окраинно-материкового рифта и берегового эскарпа – [абгежи]. К нему относятся секции Охотского, Восточно-Китайского и Желтого морей, шельфы которых с востока обрамляются Корейским и Камчатским полуостровами.

Общая композиция секций переходной зоны на Востоке Азии описывается как А-БВ-БВ-А, при этом концевые секции А обращены на юг, в сущности, в сторону океанического Южного полушария, а сочетания секций БВ образуют продольную трансляцию при обращенности их фронтальных элементов на восток и юго-восток, к Тихому океану. В таком своем строении переходная зона от континента к океану обладает высокой мерой порядка или симметрии.

Какое возможное объяснение или объяснения можно предложить, видя уникальность переходной зоны на Востоке Азии, с одной стороны, и порядок в структуре ее тектонического рельефа, с другой? Представляется, что при формулировке этого объяснения (объяснений) следует учесть следующие обстоятельства.

Первое обстоятельство заключается в том, что при общей высокой степени симметрии планетарного рельефа Земли все ее нарушения (черты диссимметрии) как бы суммируются в Западно-Тихоокеанском регионе и создают общую (суммированную) диссимметрию планетарного тектонического рельефа [10]. Например, при общем через 90° по долготе повторении позиции субмеридиональных отрезков мировой системы срединно-океанических хребтов, в западной части Тихого океана явления рифтогенеза представлены, главным образом, глубоководными котловинами окраинных морей и континентальными бордерлендами, совокупность которых объединяется в протяженный и специфический по структуре и геодинамике рифтовый пояс [3], соседствующий с островодужными системами.

Эта западно-тихоокеанская диссимметрия структуры планетарного рельефа Земли территориально совпадает с положением крупнейшего поднятия поверхности геоида и простирается от великого

тихоокеанского геораздела на востоке (линия Императорские горы – Гавайи – архипелаги Лайн и Туамоту [2]) и до системы береговых эскарпов восточного побережья Азии на западе [10]. Суммирование нарушений симметрии и наличие высокого поднятия поверхности геоида, если опираться на универсальный принцип симметрии (принцип П. Кюри), говорят о том, что в западной части Тихого океана тектоносфера Земли характеризуется особым состоянием и что здесь протекают особенные же процессы изменения лика и внутренней структуры нашей планеты. Какие? На этот вопрос ответить сейчас было бы преждевременно.

Для целей нашей работы важно учесть то обстоятельство, что переходная зона от континента к океану на Востоке Азии располагается на протяженном скате поверхности геоида между высочайшим на планете ее поднятием и самым глубоким погружением. В сущности, переходная зона располагается над контактом самого тяжелого (охлажденного) и самого легкого (разогретого) коромантийных сегментов Земли. Уже это обстоятельство заставляет полагать, что в новейшей геодинамике переходной зоны здесь работают не только тектоника литосферных плит, но и (а может быть и в большей мере) взаимодействие коромантийных сегментов Земли, центры аномалиеформирующих масс которых располагаются на глубинах 700–800 км [5]. И это взаимодействие может оказаться более значительным, по крайней мере, проникающим в нижнюю мантию, нежели геодинамика литосферы и верхней мантии.

И взаимодействие коромантийных сегментов, и геодинамика литосферных плит в переходной зоне на Востоке Азии имеют, говоря грубо, общую субширотную ориентировку и, видимо, обеспечивают на большей ее протяженности повторяющуюся в субширотном же направлении смену основных морфотектонических элементов в секциях типа Б и В. Но обращенность на юг крайних секций типа А и повторение (трансляция) по простиранию секционных групп БВ указывают на воздействие на переходную зону Востока Азии некоторых процессов субмеридиональной, точнее север-северо-восточной ориентировки. Если учитывать обращенность Зондской и Беринговоморской секций на юг, то следует предполагать, что эти процессы должны преимущественно действовать в северном направлении и что главная арена их действия располагается в приэкваториальном поясе Земли в Западной Пацифике и далее на запад продолжается в низких

широтах Северного полушария южным крылом Средиземноморского подвижного пояса (Гималаи, Макран и Загрос, островодужные системы Средиземного моря). Это полоса взаимодействия Южного полушария Земли, насыщенного астеносферным материалом и обладающего избытком высот геоида над сфероидом вращения [12, 13], и относительно холодного Северного полушария с недостатком высот геоида. Поскольку аномалии высот геоида над сфероидом вращения не превышают первых десятков метров, естественно полагать, что существуют процессы, выравнивающие его фигуру, видимо, за счет перемещения мантийных масс из Южного полушария в Северное. Именно они определяют положение Карибского региона, Средиземноморского молодого подвижного пояса и субширотных секций переходной зоны в западной части Тихого океана. Можно полагать, что во взаимодействии Северного и Южного полушарий вообще, Лавразийского материкового пояса и проникающего в Пацифике далеко на север Южного океана существенно значительные ротационных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (02-05-64022).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 275 с.
2. Красный Л.И., Гершанович Д.Е. Планетарные неоднородности Тихоокеанского сегмента Земли // Тезисы докладов. XIV Тихоокеанского научного конгресса. Секция В II. Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана. М., 1979. С. 111–113.
3. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП, отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 4. С. 3–15.
4. Песков Е.Г., Мигович И.М. Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 11–18.
5. Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, №2. С.339-341.
6. Тараканов Ю.А. Неровная поверхность океана // Природа. № 1. 1976. С. 106–111.
7. Тектоническая карта Охотоморского региона. 1:2500000 / Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
8. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
9. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
10. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 169 с.

11. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника новейших рифтовых систем Евразии // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, №3. С.13–28.
12. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа геоида // Геотектоника. 1998. № 4. С.19–24.
13. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Динамика литосферы и сейсмо-томография // Природа. 1991. № 4. С.32–39.
14. King L. The Natal Monocline: explaining the origin and scenery of Natal, South Africa. Second revised Edition. Pietermaritzburg: University of Natal Press, 1982. 134 p.
15. Ollier C.D., Powar K.B. The Western Ghats and the Morphotectonics of Peninsuldr India // Zeitschrift für Geomorphologie. 1985. Suppl. bd. 54. P. 57–69.

Поступила в редакцию 15 ноября 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

G.F. Ufimtsev

Order in the structure of tectonic relief of the transition zone in Eastern Asia

The structure of tectonic relief of the continent-ocean transition zone in Eastern Asia is determined by a symmetrical composition of divisions characterized by ordered combinations of the forms comprising them. The nature of such a structure is considered in connection with the structure of the geoid relief and is recognized not only in the geodynamics of lithospheric plates but also in the interaction of the crustal and mantle segments of the Earth, essentially differing in density and thermal regime.

ПОЗИЦИЯ КРУПНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ В ОРОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ (ПО ДАННЫМ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА)

Н. Т. Кочнева

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

С помощью морфоструктурного анализа и дешифрирования космоснимков составлена структурная схема Центральной Чукотки. Она может быть использована при реставрации тектонического плана эпохи массового оруденения. В пределах Центральной Чукотки выделено сводовое поднятие, расчлененное двумя осевыми зонами линейных дислокаций. Продольная зона имеет важное рудоконтролирующее значение, в ней локализованы почти все крупные месторождения региона. В пределах сводового поднятия выявлены кольцевые и линейные дислокации. Многие кольцевые сооружения сопоставимы с очаговыми структурами, которые контролируют оруденение. К пересечению наиболее мощных систем ортогональных сквозных разломов приурочены сложнопостроенные кольцевые структуры с повышенной насыщенностью продуктами магматизма. Они определяют позицию наиболее крупных рудных районов.

Ключевые слова: морфоструктурный анализ, рудный район, Центральная Чукотка.

Изучению рудных районов Чукотки посвящено большое количество работ [1, 3, 4, 7, 14, 15], однако закономерности их размещения освещены недостаточно. Ранее для выявления факторов контроля оруденения использовался в основном формационный анализ, и почти не учитывались структурные формы орогенного периода, несмотря на то, что с ним в значительной мере связана продуктивная минерализация. Только в ряде случаев отмечалась связь рудных районов с очаговыми структурами, возникшими в период мезозойской тектоно-магматической активизации [4, 12]. Из-за недостатка геологических данных пока не удавалось реконструировать структурный каркас, существовавший во время активного рудообразования.

В статье изложены результаты исследования некоторых особенностей строения Центральной Чукотки в период, связанный с тектоно-магматической активизацией, выделены рудоконтролирующие структуры, намечены их взаимосвязи и определены позиции крупных рудных районов в орогенах этого региона.

Опыт изучения орогенных областей показывает, что крупные рудные районы в их пределах обычно контролируются структурами наложенного типа. К их числу относятся: сводово-глыбовые поднятия,

очаговые структуры, кальдеры, вулканические депрессии и сквозные зоны разломов [10, 11]. Для выявления подобных структур эффективно использовались тектонические элементы современной поверхности рельефа, которые выделялись с помощью морфоструктурного анализа и дешифрирования фотоматериалов [10].

Центральная Чукотка, являясь составной частью Чукотской складчатой системы, охватывает структуры Чаунской складчатой зоны и перекрывающие их поля эффузивов Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В меловое время регион развивался как континент и подвергся структурной перестройке. В этот же период широко проявился магматизм, формировались наложенные орогенные структуры. В условиях тектоно-магматической активизации образовалась подавляющая часть эндогенных рудных проявлений. Продолжающаяся слабая магматическая деятельность в неогене и некоторые блоковые подвижки в четвертичное время почти не нарушили структурного плана, созданного в орогенный период [9, 13, 16]. Это обстоятельство позволило использовать современные формы рельефа для реставрации структур, возникших в условиях орогенеза. Доказательства унаследованного развития структур, проявленных в современном рельефе Чу-

котки, можно найти в работах Р.И. Никоновой, А.П. Кулакова, Р.Б. Умитбаева, В.Д. Нартикоева, И.В. Тибилова и др.

УНАСЛЕДОВАННЫЕ СТРУКТУРЫ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА

С помощью мелкомасштабного дешифрирования выделены Анадырская (I) и Чукотская (II) мегакольцевые структуры, достигающие в поперечнике 750–800 км (рис.1). Геологические и геофизические данные подтверждают их унаследованное развитие. Так, четко проявленная в рельефе Анадырская мегаструктура совпадает с областью распространения Эскимосского срединного массива [2]. В строении массива выделяются два структурных этажа: нижний, сложенный метаморфическими породами протеро-

зоя (фундамент), и верхний, представленный палеозойскими и мезозойскими толщами чехла. Мезозойские толщи в пределах этой мегаструктуры подвергнуты пликативным дислокациям, что свидетельствует о тектонической переработке срединного массива. Кроме того, для этой структуры характерно дифференцированное магнитное поле средней напряженности [5]. Полукольцевая граница современной Анадырской мегаструктуры, проходящая по континенту, совпадает с системой глубинных дугообразных разломов.

Чукотская кольцевая мегаструктура, представленная на континенте своей южной половиной, почти совпадает с полусводом, возникшим, по мнению Р.Б. Умитбаева, в результате позднемезозойской тектономагматической активизации. По геофизическим дан-

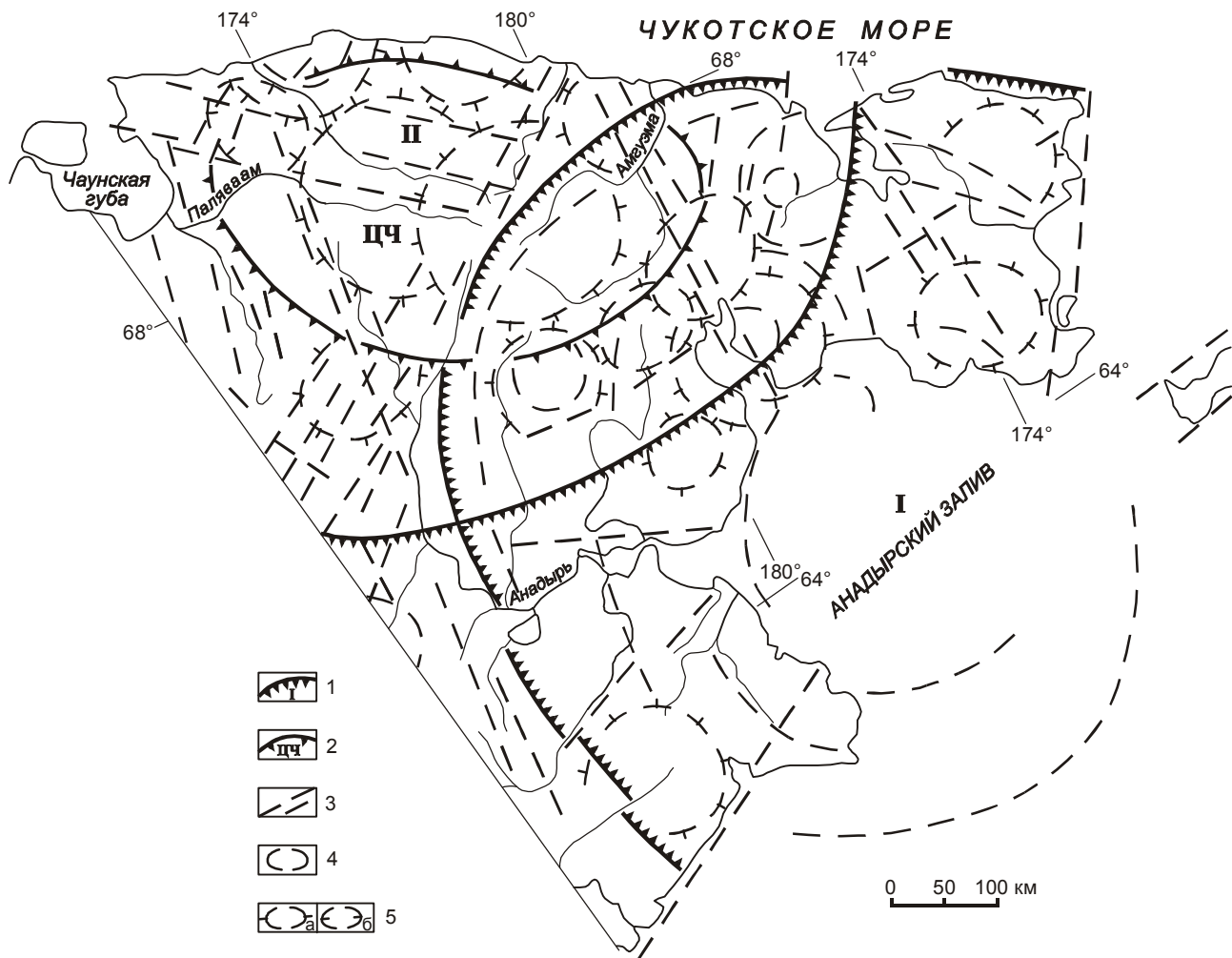


Рис. 1. Схема структурных элементов рельефа крайнего Северо-Востока России.

1 – Анадырская (I) и Чукотская (II) мегакольцевые структуры и их границы; 2 – Центрально-Чукотский свод (ЦЧ) и его граница; 3 – основные линейные структуры; 4 – основные кольцевые структуры; 5 – относительно приподнятые (а) и относительно опущенные (б) кольцевые структуры.

ным, в пределах этой структуры выделяется интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести, имеющая изометричную форму [18]. Из устного сообщения Э.Н. Лишневого предполагается, что к такому типу аномалий может быть приурочен очень крупный плутон, который лишь частично зафиксирован на поверхности.

Многообразие типов рельефа и хорошо развитая речная сеть Центральной Чукотки определили применяемые методы анализа современного рельефа. К ним относятся метод морфотектоизогипис и анализ рисунка речной сети по топографическим картам 1:500 000 и 1:200 000 масштабов, дешифрирование космоснимков 1:1 000 000 масштаба, а также анализ характера размещения четвертичных отложений по геологическим материалам [10, 11]. С их помощью определены границы, внутреннее строение Центрально-Чукотского сводового поднятия, выявлен ряд новых линейных и кольцевых структур (рис. 2). Выделенное поднятие размером 250×400 км расположено между Чаунской и Колючинской губами, с юга ограничено долинами рек Амгуэма и Чаун, а с севера – пологой дугой береговой линии Чукотского моря (рис. 2).

Строение и форма сводового поднятия показаны с помощью морфотектоизогипис двух гипсометрических уровней. Один из них, до 1000 м, расположен в основном по периферии свода. Другой, от 1000 до 1500–1800 м, отражает строение центральной части, которая в современном рельефе представляет собой асимметричное поднятие. Значительно более приподнятой и монолитной является его восточная половина. Западная часть в среднем ниже на 200–300 м, представлена разобщенными поднятиями и расчленена широкими долинами. Относительно опущенный периферический пояс (от 800–1200 м), совместимый с долинами крупных рек Амгуэма и Чаун, подчеркивается также областями распространения четвертичных отложений (Q_I-Q_{IV}). Выходы четвертичных отложений наносились на схему независимо от уровневых поверхностей. Области их распространения совпадают, в основном, с более низкой гипсометрической поверхностью и лишь местами выходят за ее пределы, поднимаясь до высоты 1200–1300 м.

Изучение строения современной поверхности и анализ рисунка наиболее протяженных рек позволили выделить в пределах Центрально-Чукотского свода две пересекающиеся линейные зоны, являющиеся его осями и главными элементами внутреннего строения. Одна из этих зон (I–I) северо-восточного простирания, совпадающая с поперечной осью свода, имеет ширину около 50 км и разделяет свод на две

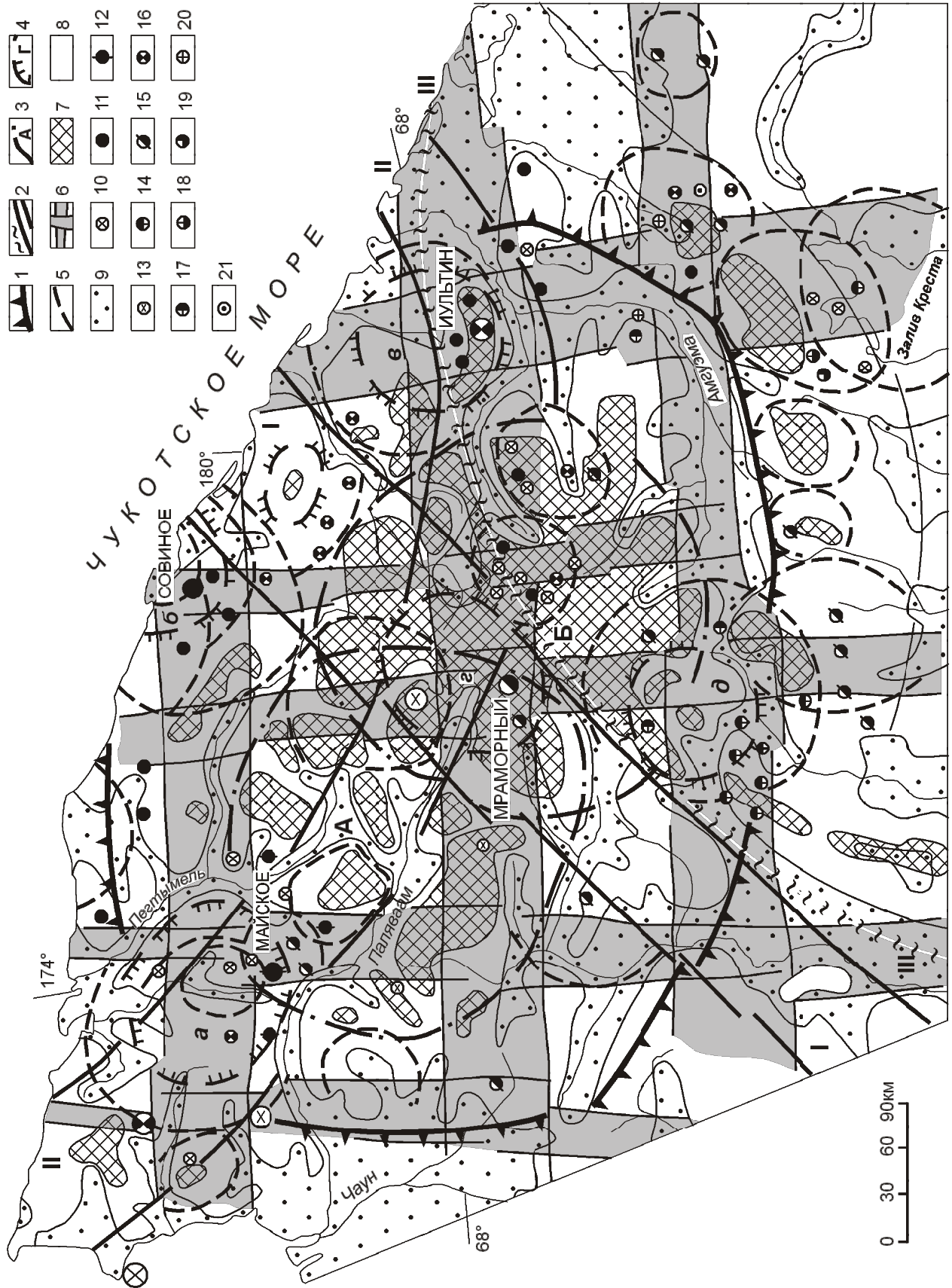
разновысотные половины, отличающиеся геологическим строением. В более опущенной северо-западной части (1400–1600 м) преобладают вулканогенные толщи, а в юго-восточной (1500–1800 м) – интрузивные породы раннего и позднего мела. Вдоль длинной оси свода прослеживается дугообразная линейная зона (II–II) шириной до 40 км, раскрытая в направлении к Чукотскому морю. Эта зона составлена линейными элементами северо-западного и широтного простирания. В своей восточной части зона выклинивается и как бы «утыкается» в дугообразную границу (III–III) Анадырской мегакольцевой структуры.

Дугообразная зона II–II на всем своем протяжении, за исключением самой восточной части, совпадает с Паляваамской синклинальной структурой. Эта структура сложена песчано-сланцевыми отложениями верхнего триаса и большей частью характеризуется интенсивной складчатостью. В отдельных участках этой зоны имеются выходы меловых угленосных отложений, которые залегают с резким угловым несогласием и образуют наложенные структуры типа небольших прогибов и впадин. Осадочные образования и перекрывающие их эффузивные толщи разбиты многочисленными разломами, многие из которых соответствуют простиранию выделенной в современном рельефе зоны II–II. Вдоль зоны выделяются выходы интрузивных образований главным образом гранитоидного состава, а вдоль разломов фиксируются выходы меловых субвулканических даек. Кроме того, эта зона ограничивает область распространения триасовых пород, расположенных в северо-восточной части сводового поднятия.

Осевые зоны I–I и II–II в современном рельефе подчеркиваются наиболее расчлененными участками рельефа и совпадают с простиранием наиболее крупных рек Центральной Чукотки, таких как Пегтымель, Паляваам, Осиновая, Эквиатап и др.

В пределах Центрально-Чукотского свода с помощью тектонических элементов современного рельефа были выделены кольцевые и линейные структуры (рис. 2, 3). Ранее при изучении рудных районов подобные структуры были использованы нами как «наводящие» при определении рудоконтролирующих факторов.

В наиболее приподнятой части свода по рисунку гидросети, дугообразных водораздельных хребтов и особенностей строения горных массивов выделены две (А и Б) пересекающиеся дочерние кольцевые структуры, имеющие почти равные размеры и достигающие в поперечнике 180–200 км.



Западная из этих структур (А), расположенная в пределах поля вулканитов, составлена из трех параллельных блоков, ограниченных дислокациями, совпадающими с долинами рек Паляваам и Пегтымель. Вершинные поверхности в пределах блоков достигают 1400–1600 м. В центральной части структуры А наблюдаются значительные накопления четвертичных рыхлых отложений, что может служить свидетельством относительно опущенного ядра. Напротив, кольцевая структура Б имеет куполообразную форму с приподнятой до высоты 1700–1800 м центральной частью, с которой берут начало почти все реки Центральной Чукотки. Внутреннее строение кольцевой структуры Б подчеркивается центробежным рисунком речной сети. Радиальные дислокации, совпадающие с долинами рек, расчленяют эту структуру на секториальные блоки. Следует отметить, что структура Б в общих чертах совпадает с мезозойским орогенным поднятием. Изометричная граница последнего намечается по области распространения интрузивных пород мелового возраста. С юга эти породы оконтурены поясом средних и кислых эффузивов позднемелового и палеогенового возраста. Наблюдается также зональное размещение интрузивных пород внутри мезозойского поднятия. К центральной части тяготеют кислые гранитоиды, а по периферии распространены гранодиориты. Сложностью строения отличается область пересечения кольцевых сооружений А и Б, совпадающая с узлом пересечения осевых зон Центрально-Чукотского свода. Эта область сильно дифференцирована и осложнена линейными и кольцевыми структурами более высокого ранга.

Кроме вышеописанных (А и Б), все выделенные кольцевые структуры можно разделить на три группы (рис. 2). Одни из них, (а, б, в, г, д), имеющие размеры от 90–100 км в поперечнике, отличаются сложным строением и преимущественно расположены по периферии свода. Другие, до 50–60 км в поперечнике, имеют форму куполов и образуют цепочку

внутри дугообразной линейной зоны II–II. В третью группу входят кольцевые структуры от 20 до 70 км в поперечнике. Они осложняют дугообразный пояс, примыкающий к внешней стороне юго-восточной границы Центрально-Чукотского свода, и в основном имеют форму округлых поднятий

Особо следует выделить сложнопостроенные кольцевые структуры, так как они вмещают крупные рудные районы исследуемой территории. Площади кольцевых сооружений а, б, в, д расположены в периферической части свода и выступают за пределы его границ. Две из них, а и в, расположенные симметрично относительно центра, находятся на пересечении дугообразной зоны II–II с границей свода. Другие две, б и д, также симметричны и расположены одна в северной, а другая – в южной части сводового сооружения. Каждая из этих структур составлена как бы из нескольких вложенных друг в друга кольцевых структур. Упомянутые выше структуры имеют общие черты строения. Так, ядерные части их относительно погружены и окаймлены кольцевыми или полукольцевыми поднятиями. В двух структурах (а и в) выделяется депрессионный периферический пояс.

К сложнопостроенным относится также кольцевая структура г, расположенная на месте пересечения осевых линейных зон I–I, II–II. Эта структура относительно приподнята, расчленена внутренними дислокациями, простирающимися которых совпадают с направлениями вышеупомянутых линейных зон, и осложнена небольшими дочерними сооружениями округлой или овальной формы.

Рельеф сложнопостроенных кольцевых структур контрастно отличается от рельефа сопредельных площадей. Его основной особенностью является мелкоблоковый характер, резкая дифференцированность разновысотных блоков, концентрация мелких тектонических форм рельефа и крайне неравномерное распределение мощностей рыхлых отложений.

Рис. 2. Схема основных кольцевых и линейных структур Центрально-Чукотского сводового поднятия (по данным морфоструктурного анализа).

1 – граница Центрально-Чукотского свода; 2 – основные линейные тектонические зоны (I–I, II–II, III–III); 3 – наиболее крупные дочерние кольцевые структуры; 4 – аномальные кольцевые структуры и их обозначения; 5 – прочие кольцевые структуры; 6 – линейные зоны ортогонального простираения; гипсометрические уровни: 7 – от 1000 до 2000 м, 8 – ниже 1000 м; 9 – области распространения рыхлых отложений четвертичного возраста (Q_I–Q_{IV}); основные месторождения (крупные кружки) и рудопоявления (мелкие кружки): 10 – оловянные, 11 – золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые, 12 – золото-сульфидные, 13 – сурьмяно-ртутные, 14 – медно-порфиновые, 15 – золото-серебряные, 16 – оловянно-вольфрамовые, 17 – серебро-полиметаллические, 18 – мышьяк-сурьмяно-ртутные, 19 – свинцово-цинковые, 20 – молибденовые, 21 – золото-сурьмяные.

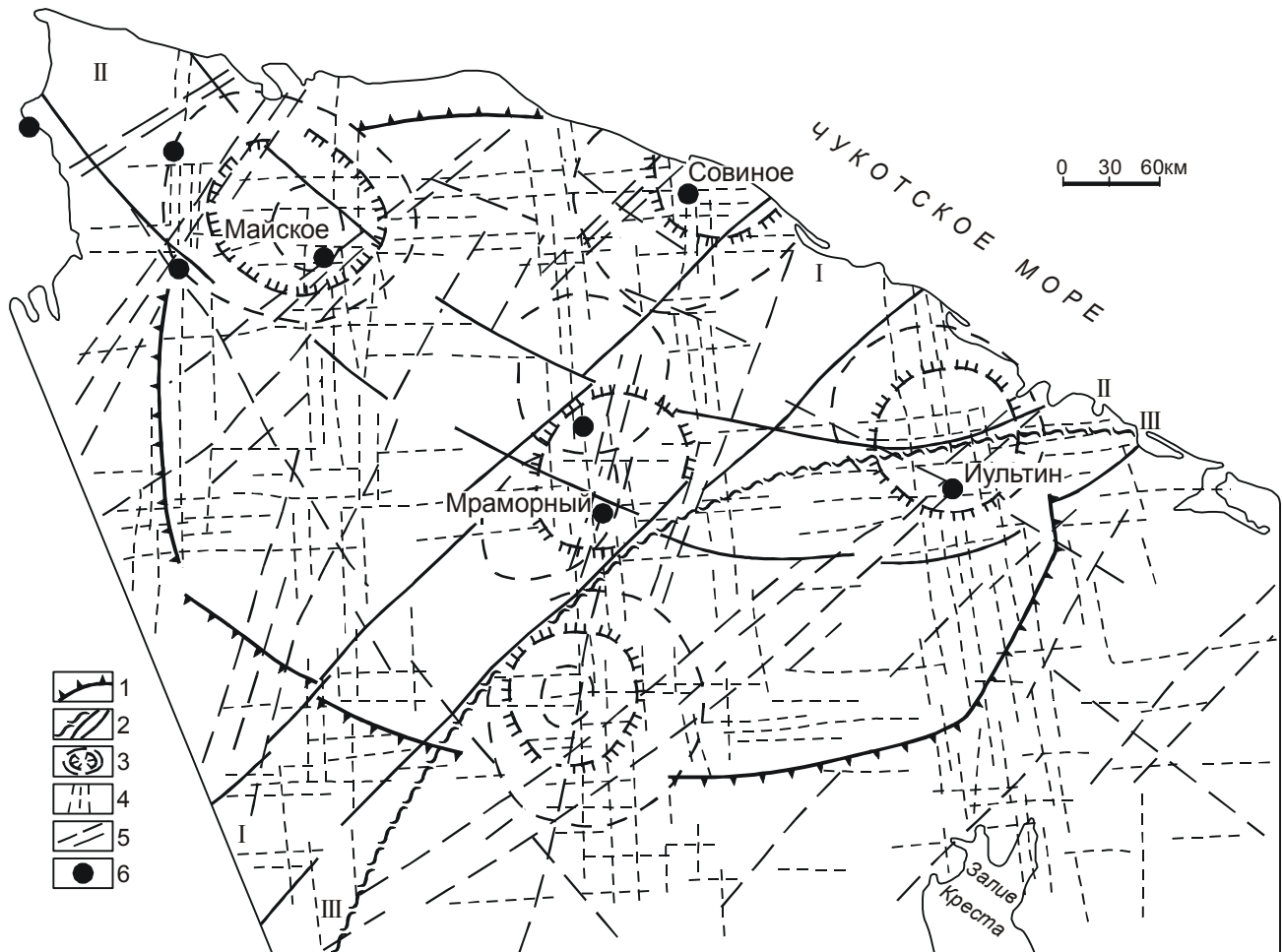


Рис. 3. Позиция крупных рудных месторождений в структуре Центрально-Чукотского сводового поднятия.

1 – граница Центрально-Чукотского свода; 2 – основные линейные зоны (I–I, II–II, III–III); 3 – аномальные кольцевые структуры; 4 – сквозные зоны ортогонального простирания; 5 – линейные зоны диагонального простирания; 6 – крупные рудные месторождения.

Линейные нарушения в пределах Центрально-Чукотского свода выделялись на топокартах по очертаниям долин крупных и малых рек, вытянутым массивам, перегибам склонов, аномалиям рельефа и на космоснимках по спрямленным участкам фототона (рис. 2, 3). Линейные нарушения были объединены в протяженные зоны, имеющие ортогональные или диагональные простирания. Некоторые из этих зон пространственно совпадают с известными геологическими разломами, но многие выделены впервые.

На схеме (рис. 2 и 3) показаны только те линейные нарушения, которые не удастся выявить по геологическим данным. Они определялись среди многообразия линейных структур с помощью комплекса специально разработанных методических приемов. Главное внимание было обращено на сквозные ли-

нейные зоны, которые часто имеют скрытый характер. Каждая из выделенных линейных сквозных зон имеет характерный структурный рисунок, который сохраняется на всем ее протяжении. Из опыта изучения сквозных зон, выявленных в других регионах, неоднократно отмечалось, что они могут быть сопоставимы с разломами фундамента и имеют большое значение при выделении рудоконтролирующих структур.

В данном регионе доминируют ортогональные сквозные зоны, в среднем имеющие ширину от 20 до 40 км, но достигающую на некоторых их участках 60–70 км. Сквозные ортогональные зоны составлены концентрациями параллельно расположенных линейных элементов рельефа, совпадающих с прямолинейными долинами рек самых высоких поряд-

ков. Все ортогональные зоны имеют протяженный характер и простираются далеко за пределы сводового поднятия. Между этими зонами наблюдаются приблизительно равные интервалы. Фрагменты некоторых ортогональных линейных структур подтверждаются геологическими и геофизическими данными [14].

Выявленные диагональные разломы (рис. 3) простираются или согласно основным структурам Чаунской складчатой зоны, или являются секущими по отношению к ней. Одни диагональные разломы, так же как и ортогональные, имеют протяженный характер, другие, в основном северо-восточного простирания, представлены линейными участками, не превышающими в длину 40–60 км. По своему строению непротяженные диагональные линейные структуры напоминают сквозные зоны разломов.

Как правило, в узлах пересечения наиболее крупных сквозных зон ортогонального простирания и непротяженных линейных зон северо-восточного простирания расположены сложнопостроенные кольцевые структуры (*a, б, в, г, д*). Размер диаметра последних часто значительно больше ширины пересекающихся в их пределах сквозных зон. В узлах пересечения наблюдается магматическая насыщенность, минерализованные области и расположены рудные районы.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Таким образом, с помощью морфоструктурного анализа и дешифрирования космоснимков были намечены тектонические элементы, которые использованы для выявления структур эпохи активизации. Конечно, для прогнозно-металлогенических исследований необходимо провести комплекс работ по наполнению выявленного структурного каркаса палеомагматическими, рудноформационными и геохимическими данными. Однако уже сейчас сделана попытка проследить значение выявленных структур для локализации оруденения.

На исследуемой территории в основном имеют место рудопроявления двух возрастных групп. Одна, более древняя, связана с орогенным этапом развития мезозойд, а другая, более молодая, – с наложенным вулканогенным поясом. Независимо от возраста их образования почти все рудопроявления и месторождения Центральной Чукотки расположены в пределах выделенного сводового поднятия или вблизи его границ.

Оловянно-вольфрамовое и золото-кварцевое малосульфидное оруденение, связанное с орогенным этапом, распространено, в основном, в северном сег-

менте Центрально-Чукотского свода. В южной части свода проявлены золото-серебряные, серебро-полиметаллические и олово-серебряные рудопроявления, которые сопряжены с процессом активизации, происходившем во время заложения ОЧВП. Области распространения разновозрастного оруденения разграничены дугообразной осевой зоной II–II.

Важное влияние на размещение оруденения в границах Центрально-Чукотского свода оказывает зона I–I северо-восточного простирания. С запада к этой зоне примыкают области распространения ртутных и ртутно-сурьмяных рудопроявлений, с востока – с преобладанием полиметаллической минерализации (рис. 2).

В пределах Центрально-Чукотского свода особо выделяется зона II–II, отличающаяся концентрацией разновозрастного оруденения. Эта зона включает такие крупные месторождения, как оловорудное Пыркакайское, золото-сульфидное Майское, золото-серебряное Мраморное, ртутное Пламенное, олово-вольфрамовое Иультинское и др. Вблизи этой зоны расположены касситерит-силикатное месторождение Валькумей и ртутное Полянское. Почти все рудопроявления и месторождения этой зоны независимо от специфики рудной минерализации приурочены к кольцевым структурам.

Замечено, что продуктивность оруденения имеет прямую зависимость от размеров кольцевых сооружений. Это подтверждается данными геохимических исследований, проведенных в Чаунском, Иультинском и Телекайском рудных районах сотрудниками Института геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН [6]. Так, например, продуктивность олово-вольфрамового оруденения Телекайского рудного района, приуроченного к кольцевой структуре размером около 40 км в поперечнике, значительно уступает продуктивности Иультинского рудного района, расположенного в пределах купольной структуры диаметром до 80 км. В свою очередь, продуктивность олово-вольфрамового оруденения Иультинского района меньше, чем того же оруденения в Чаунском рудном районе, который находится в пределах кольцевой структуры диаметром до 100 км.

Особо следует отметить значение сквозных зон ортогонального простирания, которые активно влияют на масштаб оруденения. В узлах пересечения широтных и меридиональных сквозных зон с разломами северо-восточной ориентировки расположены наиболее крупные месторождения Центральной Чукотки (Пыркакайское, Майское, Совиное, Иультин, Мраморное и др.) К таким узлам приурочены аномальные кольцевые структуры, отличающиеся максималь-

ной рудоносностью, включая и наиболее крупные месторождения региона (рис. 3). Эти рудоносные кольцевые структуры выделяются размерами и автономностью развития. Специфика оруденения в аномальных сложнопостроенных кольцевых структурах зависит от их принадлежности к определенным структурно-металлогеническим зонам.

Аналогичного типа рудоносные кольцевые структуры были выделены нами и в других регионах. Все они расположены на периферии сводовых поднятий в узлах пересечения ортогональных сквозных зон и вмещают крупные и уникальные месторождения. К их числу можно отнести группу полиметаллических Дальнегорских месторождений в Приморье, золото-серебряное Дукадское месторождение Северного Приохотья, железорудное месторождение Таймиште и полиметаллическое Кратово-Злетово в Македонии [8, 17]

В заключение отметим, что методы исследования, основанные на использовании морфоструктурного анализа и дешифрирования космоснимков, позволяют по-новому подойти к пониманию закономерностей размещения рудных месторождений в пределах Центральной Чукотки и открывают возможности для прогноза рудоносных площадей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бегунов С.Ф., Ларионов Я.С., Тибилев И.В. Кольцевые структуры в мезозоидах Центральной Чукотки // Колыма, 1976. № 2. С.42–44.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
3. Волков А.В. Золоторудные месторождения Центральной Чукотки: Россия // Геология руд. месторождений. 1995. Т.37, № 6. С.482–499.
4. Волков А.В. Рудоносные интрузивно-купольные структуры Центральной Чукотки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С.50–59.

5. Геология СССР. Т. XXX, кн. 11. М.: Недра, 1970. 534 с.
6. Козлов В.Д., Ефремов С.В. Геохимическая типизация, рудоносность гранитоидов и продуктивность Sn–W оруденения Чукотской металлогенической провинции // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан, 2000. С.163–168.
7. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Науч. мир, 2000. 270 с.
8. Кочнева Н.Т., Томсон И.Н., Белов Р.Р. Структура Дальнегорского рудного района по данным компьютерного дешифрирования космических снимков // Руды и металлы. 1998. № 5. 26–34 с.
9. Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 63 с.
10. Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 271 с.
11. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 270 с.
12. Нартикоев В.Д., Лепешев М.Н., Кочнева Н.Т. Структура и металлогения Иультинского рудного района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. №2. С. 15–20.
13. Никонова Р.И. Зоны растяжения в рельефе восточной окраины Азии и их позиция в системе морфоструктурного центрального типа // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 115–116.
14. Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.
15. Сидоров А.А., Еремин Р.Х. Рудноформационный анализ при прогнозе и поисках рудных месторождений // Общие проблемы геологии и металлогении юга Дальнего Востока СССР. Благовещенск, 1991. С.93–100.
16. Тибилев И.В. О системном единстве структур рельефа и эндогенных образований // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО, 1997. С.335–350.
17. Томсон И.Н., Серафимовский Т., Кочнева Н.Т. Кайнозойская металлогения Восточной Македонии // Геология руд. месторождений. 1998. Т.40, №3. С.17–24.
18. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чукотская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.

Поступила в редакцию 19 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати В.И. Гончаровым

N.T. Kochneva

The position of large ore districts in the orogenic structures of Central Chukotka (from data of morphostructural analysis)

With the aid of morphostructural analysis and interpretation of space images, the structural sketch map of Central Chukotka has been developed. It can be used for reconstruction of the tectonic plan of the epoch of intensive mineralization. Within the limits of Central Chukotka, an arch uplift that is split by two tectonic axial zones is recognized. The longitudinal zone is of great ore controlling importance; almost all large deposits of the region are located in it. Ring-type and linear deformations have been detected in the arch uplift. Many of the ring-type structures are comparable with chamber structures that control mineralization. The complexly constructed ring structures with increased saturation in magmatic products are confined to the intersection of the greatest systems of orthogonal through faults. They determine the position of the largest ore districts.

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ И ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА

Б.М. Тишкин, Л.Н. Хетчиков, Т.Б. Афанасьева, Д.К. Кокорина, А.М. Кокорин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проведено сопоставление степени кристаллического совершенства (СКС) кварца из жил золоторудных месторождений с температурами декрепитации, гомогенизации газовой-жидких включений в нем и с химическим и минеральным составом кварцево-жильных агрегатов. Аналогичная работа была проведена также с монокристаллом кварца. Выявлено, что на величину СКС кварца оказывали значительное влияние состав субстрата, из которого кристаллизовался и перекристаллизовывался кварц, и мощность теплового поля, создаваемого жилами и вмещающими породами. Намечены две тенденции в изменении степени кристаллического совершенства в зависимости от температуры: обратная – для кварцево-жильных агрегатов, претерпевших перекристаллизацию, и прямая – для монокристаллов кварца. Это связано с проявлением двух механизмов образования кварца: I – путем раскристаллизации и перекристаллизации рудонесущих полимеризованных в той или иной степени силикатных флюидных расплавов (раствор-расплавов), которые в ряде случаев проходили стадию гелеобразования; II – из гидротермальных растворов. Первый механизм характерен для образования массивного кварца жил выполнения, а второй – для образования друз, "присыпок", псевдоморфоз и др.

В предложенной модели дифференциации магм в геодинамическом поле предусматривается, что рудогенерация начинается при субликвидусных температурах расплава при его вязком течении, с образованием расслоенной структуры в магматическом очаге. Последовательная разгерметизация такого очага в ходе тектонического процесса обуславливает последовательное заполнение трещин расплавами, по составу соответствующими составу слоев магматической камеры. Движение расплава по трещинам может сопровождаться дальнейшей его дифференциацией. В рамках этой модели находят объяснение стадийность оруденения, его соотношения с дайками, в том числе основного состава. Открываются новые возможности прогноза экономических параметров минерализации по данным о химическом составе рудных жил.

Ключевые слова: кварц, перекристаллизация, температуры, механизмы образования, модель дифференциации и рудогенерации.

ВВЕДЕНИЕ

Признаки процессов перекристаллизации кварцево-жильного вещества относительно часто встречаются на месторождениях различных формаций [4, 5, 28 и др.]. Однако, как нам кажется, этому явлению в настоящее время уделяется недостаточно внимания. Представляется, что ответы на вопрос о факторах, контролирующих эти процессы, должны в определенной степени облегчить получение ответов на вопросы, касающиеся рудогенерации, агрегатного состояния рудообразующего вещества, оценки его температур в магматическом очаге и др.

В работах [35, 36, 48] было обосновано предположение о том, что на некоторых месторождениях на-

чальные температуры рудообразующего вещества могли быть сопоставимы с температурами магматических расплавов. При этом измеряемые температуры характеризуют эпигенетические превращения (рекристаллизацию, перекристаллизацию) жильного вещества [35, 36]. В предлагаемой статье, которая является развитием цитированных работ, на примере золоторудных месторождений рассматриваются изменения температур преобразования кварцево-жильных агрегатов в зависимости от их состава, в сравнении со степенью кристаллического совершенства (СКС). Полученные результаты сопоставляются с данными по термобарометрии и СКС для монокристаллов кварца. Рассматривается возможный вариант генерации "типично гидротермального" оруденения в ста-

дию дифференциации субликвидусного магматического расплава по типу расслоенных интрузий, что позволяет, в частности, с учетом стадийности развития структур месторождений объяснять устойчивые в пространстве–времени ассоциации “низкотемпературного” оруденения с дайками пестрого состава (от аплитов до диабазов). При этом модель остывающего магматического очага характеризует частный случай процесса рудогенерации.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Были изучены кварцы из золоторудных месторождений жильного типа, проявленных в разных геологических условиях и имеющих различный возраст. Изучение строения, минерального состава и флюидных включений в кварцево-жилых агрегатах проводилось по шлифам, аншлифам и пластинам с зеркальным отражением. Температурные условия образования агрегатов оценивались методом декрепитации на установке ВД-2. Данные декрепитации приводились к виду $\Delta T = T_{\text{нач}} - T_{\text{конеч}} (T_{\text{нач}}, T_{\text{конеч}} - \text{начальные и конечные температуры декрепитации, включая диапазон температур } \alpha \rightarrow \beta \text{ перехода кварца})$. При этом параметр ΔT рассматривался нами, в первом приближении, как функция относительного времени формирования кварцево-жилых агрегатов в остывающем тепловом поле, создаваемом вмещающими породами и жильным выполнением. Кроме того, были проведены определения температур гомогенизации в кристалле кварца в направлении его роста.

Упорядоченность структуры на уровне кристаллических ячеек и их блоков контролируется скоростью кристаллизации кварца и вхождением в структуру различных элементов-примесей, таких как литий, алюминий, натрий [48]. Степень кристаллического совершенства (СКС) кварца, которая служит мерой упорядоченности структуры, определялась на дифрактометре ДРОН-3 (монохроматическое $\text{CuK}\alpha$ излучение) по известной методике [47]. В качестве эталона использовался пьезокварц, синтезированный во ВНИИСИМСе.

Химический состав кварцево-жилых агрегатов определялся методом мокрой химии и атомной абсорбции, далее рассчитывался модуль, который может, с известной степенью приближения, рассматриваться как мера оценки основности (кислотности) руд:

$A^* = (\text{рудные} + \text{петрогенные} + \text{флюидные компоненты}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{P}_2\text{O}_5)$, при этом сумма в химическом анализе принималась за 100%. Это обусловлено трудностями получения качественного химического анализа при наличии сульфидов в рудах. Поэто-

му предполагалось, что недостающая часть суммы относится к сульфидной составляющей. При полном химическом анализе ряда проб это предположение подтвердилось.

Состав газовой составляющей определялся на хроматографе Chrom-4.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кировское золоторудное месторождение [12, 13] сформировано в среднеглубинных условиях и приурочено к эндо-, экзоконтакту раннемелового гранитоидного массива. Оруденение представлено следующими минеральными ассоциациями (по геологическим наблюдениям от ранних к поздним): 1 – турмалин-магнетитовая, 2 – существенно кварцевая, 3 – кварц-висмутин-халькопиритовая, 4 – кварц-пирит-арсенопиритовая, 5 – кварц-полиметаллическая, 6 – кварц-антимонитовая, которые пространственно тесно ассоциируют с дайками пестрого состава. Возраст интрузива и даек, определенный К-Аг методом, по данным Г.Г. Дук [16] и Л.П. Гурова [12, 13] варьирует в пределах 110–140 млн лет (интрузив) и $110 \pm 10 - 20 \pm 15$ млн лет (дайки). Возраст оруденения, определенный Rb-Sr методом по мономинеральным фракциям кварцевых жил, составляет [24]: 131, 128 и 126 ± 8.8 млн лет, соответственно для кварц-карбонат-полиметаллической, кварц-пирит-арсенопирит-халькопиритовой и кварц-золото-висмутовой минеральных ассоциаций, выделенных авторами цитируемой работы.

Нами были отобраны образцы кварцево-жилых агрегатов из жил с различными минеральными ассоциациями в эндоконтактовой части интрузива, при детальном изучении которых в прозрачных шлифах устанавливается [35] достаточно широкое проявление процессов их эпигенетических превращений. Это выражается в перекристаллизации с образованием “пятнистых структур” (по Н.В. Петровской), замещением бурого зонального кварца прозрачным, укрупнением кристаллов, иногда с сохранением следов первичного полосчатого, колломорфного строения, которое выражено в ориентированном расположении скоплений темного пылевидного вещества в кварце. В ряде случаев встречаются деформационные структуры перекристаллизации. При этом масштабность и скорость, если за меру скорости этих процессов принимать изменение величины температуры гомогенизации, обнаруживает определенную корреляцию с изменением состава кварцево-жилых агрегатов (наличие сульфидов, карбонатов, их состав, количество). Интересно также, что температуры, определяемые по некоторым сульфидным термометрам

(до 550°C), оказываются выше температур, оцениваемых методом гомогенизации (максимальные – 400–470°C).

Родниковое золото-серебряное месторождение (юг Камчатки) находится в пределах интрузива, преимущественно диоритового состава. Его возраст, определенный К-Аг методом составляет 8,2–8,4 млн лет, тогда как возраст оруденения по Аг-Аг датировкам – 0,5–0,6 млн лет [46]. Изученный халцедоновидный кварц (образец любезно предоставлен А.В. Зиньковым) в штуфе имеет массивную, колломорфно-полосчатую текстуру, выраженную в чередовании полос черного и белого цвета. В шлифах видно, что полосы сложены крипто-, тонкозернистым кварцем.

Незаметное золото-вольфрамовое месторождение [23] локализовано в небольшом (площадь около 0,02 км²) штоке гранит-порфиров мелового возраста. Рудные тела представлены многочисленными жилами и прожилковыми зонами, не выходящими за пределы штока. Кварц в жилах молочно-белый сливной, средне-, крупнозернистый, с вольфрамитом, сульфидами и золотом.

Золоторудное месторождение Пионер (Благodatное) [23] локализовано в ороговикованных алевропесчаниках в экзоконтакте крупного гранитоидного массива позднемелового возраста. Рудные тела – минерализованные зоны дробления, кварцевые

жилы – сопровождаются многочисленными дайками пестрого состава позднемелового возраста. Кварц в жилах преимущественно молочно-белый, средне-, мелкозернистый, иногда с реликтами полосчатости, присутствует небольшое количество сульфидов (1–2 %) и карбонатов.

Золоторудное месторождение Оемку [23] локализовано в раннемеловых толщах переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев, подвергшихся различной степени ороговикованию, и приурочено к ядру антиклинали, которая протягивается в северо-северо-восточном направлении. Рудные жилы приурочены главным образом к послонным срывам. С востока и запада на расстоянии 10–15 км проявлены массивы интрузивных пород (от габбро до гранитов) позднемелового и палеогенового возраста. На площади рудного поля известны немногочисленные дайки пестрого состава и штоки гранитов. Возраст месторождения, согласно Д.Н. Таюрскому и др. (1968 г), принимается как позднемеловой. Кварц в жилах представлен главным образом молочно-белыми разнозернистыми, пластинчатыми, шестоватыми разновидностями. В жилах, кроме сульфидов (до 2–3%), присутствуют, в основном, полевой шпат и карбонаты.

Характеристика образцов изученного кварца, их химический и флюидный состав приводятся в табл. 1, 2, 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Таблица 1. Характеристика образцов кварца из жильного выполнения золоторудных месторождений.

№ образца	Структурно-текстурные и минералогические особенности	СКС	ΔТ	А*
1	2	3	4	5
<i>Кировское месторождение (Амурская обл.)</i>				
БК-1-А	Текстура полосчатая с фестончатыми изгибами, кварц мелкозернистый – в зальбанде темного цвета, в центральной части молочно-белый; в шлифах – полосчатость, в виде тонких темных скоплений вещества в кристаллах кварца, проявляется независимо от его размеров (реликты первичной полосчатости); рудные: вкрапленность пирита и арсенопирита.	63,0	340	15,1
БК-4	То же; в приконтактной части полости отслоения; рудные, от зальбанда к центру: халькопирит (висмутин)–халькопирит (арсенопирит, пирит)–арсенопирит (халькопирит, пирит).	59,0	350	19,4
БК-6	Текстура массивная; кварц криптокристаллический с включениями карбоната.	44,0	360	28,8
БК-8-1	Внутренняя часть жилы, кварц зональный; рудные: арсенопирит, сфалерит, пирит.	77,5	360	25,8
БК-8-2	Промежуточная часть жилы; кварц зональный.	74,4	380	9,5
БК-8-3	Зальбанд; кварц молочно-белый с карбонатом; рудные: золото, сфалерит, пирит, арсенопирит, висмутин.	79,2	350	13,1
БК-9	Текстура массивная; среди преобладающей массы сульфидов включения прозрачного средне-, мелкозернистого кварца; рудные: галенит, сфалерит, арсенопирит, буланжерит и др.	70,0		
БК-11	Кварцевая брекчия с кварц-сульфидным цементом; кварц криптозернистый; рудные: пирит, арсенопирит, сфалерит.	59,0	350	46,4
БК-13	Кварцевая брекчия с сульфидным цементом; кварц сахаровидный средне-, крупнозернистый; рудные: пирит, арсенопирит.	73,0		
БК-16	Кварц молочно-белый массивный средне-, мелкозернистый; рудные: висмутин, халькопирит, золото.	69,0	420	5,2

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5
БК-19	Кварц от крупнозернистого молочно-белого до мелкозернистого прозрачного; рудные: сульфосоли висмута, блеклые руды, золото.	82,0	340	8,7
БК-19-1	Кварц прозрачный.	94,2		
БК-19-2	Кварц молочно-белый.	91,0	350	
БК-20-А2	Молочно-белый кварц из центральной части жилы; рудные: вкрапленность халькопирита и скопления золота.	65,0	420	15,4
БК-20-А3	Кварц молочно-белый до серого прозрачного, из зальбанда, с вкрапленностью арсенопирита, висмутина, золота.	59,0	500	9,5
БК-20-А4	Кварц молочно-белый до водяно-прозрачного из центра жилы с крупными скоплениями халькопирита с карбонатом и золотом.	76,0	420	158,3
БК-20-А5	Кварц молочно-белый до водяно-прозрачного из зальбанда; рудные: крупные кристаллы висмутина, золото.	70,0	460	16,6
БК-35	Кварц крупно-, среднезернистый сахаровидный с вкрапленностью карбоната; рудный висмутин, золото.	76,0	350	3,2
БК-45	Кварц сахаровидный крупно-, среднезернистый с включениями карбонатов; рудные: висмутин – в зальбанде, вкрапленность халькопирита, золота.	87,0	360	2,2
БК-45-1	Прозрачный кварц.	92,0		
БК-45-2	Молочно-белый кварц.	83,0		
БК-157-2	Крупнозернистый молочно-белый кварц с зонкой темно-серого кварца в центральной части жилы.	87,0	360	3,9
БК-157-1	Кварц молочно-белый из зальбанда.	76,0	360	6,4
БК-182	Кварц криптозернистый с колломорфной текстурой.	33,6	520	25,5
БК-183-1	Кварц от молочно-белого до темно-серого с бурыми овоидами из центра жилы; рудные: редкая вкрапленность арсенопирита.	82,0	340	4,1
БК-183-2	Кварц от прозрачного до молочно-белого, из зальбанда жилы, присутствует карбонат, серицит; рудные: обильные выделения арсенопирита, пирита.	90,0	520	39,7
БК-270	Кварц мелкозернистый сахаровидный.	83,0	440	1,9
БК-272	Кварц мелкозернистый молочно-белый.	69,0	510	2,8
БК-275	Кварц мелкозернистый молочно-белый.	84,0	460	2,5
<i>Родниковое месторождение (Камчатка)</i>				
Р-1	Текстура колломорфная, полосчатая с чередованием полос кварца черного и белого цвета.			
Р-1Ч	Черный халцедоновидный кварц.	42,2	520	3,4
Р-1Б	Белый халцедоновидный кварц.	35,1	480	5,4
<i>Месторождение Незаметное (Приморье)</i>				
БН-3	Кварц молочно-белый с массивной текстурой; рудные: блеклые руды (?).	65,0	260	
БН-5	Кварц темно-серый сливной.	51,0	440	
БН-8	Кварц молочно-белый сливной.	61,0	340	
<i>Месторождение Пионер (Приморье)</i>				
БН-58	Кварц молочно-белый сливной с полосами отслаивания.	70,0	400	
БН-77	Кварц молочно-белый с карбонатом; рудные: пирит.	66,0	400	
БН-82	Кварц молочно-белый крупнокристаллический с зонами водяно-прозрачного, черного кварца. В зальбанде скопления карбоната.	53,0		
БН-120	Полосчатый халцедоновидный кварц.	36,0	470	
БН-150	Кварц молочно-белый крупнозернистый.	47,0	360	
<i>Месторождение Оемку (Хабаровский край)</i>				
БК-154	Кварц молочно-белый сливной.	64,0	220	

1. Кварцево- жильные агрегаты. Как можно видеть из приводимых данных, рассматриваемые месторождения формировались в различающихся по мощности тепловых полях, т. е. по предполагаемой величине значений температур и продолжительности их поддержания в рудоподводящих и вмещающих толщах. Мощность теплового поля во время формирования кварцевых жил Кировского месторождения являлась максимальной (формирование жил в отно-

сительно крупном остывающем интрузиве), а Родникового – минимальной (формирование жил в холодном интрузиве). Кварц месторождения Незаметного, жилы которого образовались в небольшом остывающем штоке, и кварц жил месторождений Пионер и Оемку, сформировавшихся в роговиках, занимают промежуточное положение (рис.1).

Средняя скорость изменения степени кристаллического совершенства кварца для месторождений,

Таблица 2. Результаты силикатного анализа руд и метасоматитов.

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	mm	P ₂ O ₅	Сумма
1	БК-1-А	86,05	0,03	0,76	6,00	1,17	0,02	0,35	0,16	0,03	0,11	0,06	-	3,04	0,08	97,86
2	БК-4	82,90	0,06	0,66	7,05	1,95	0,05	0,25	0,53	0,02	0,08	0,32	-	4,64	0,19	98,70
3	БК-6	73,80	0,15	3,64	0,50	1,69	0,10	1,27	8,85	0,03	0,61	0,11	-	8,73	0,19	99,67
4	БК-8*1	78,92	0,02	0,42	4,65	2,82	0,10	0,61	1,03	0,24	0,20	0,16	0,60	4,62	0,17	94,56
5	БК-8*2	90,84	0	0,35	2,87	1,86	0,05	0,23	0,97	0,10	0,08	0,27	0,19	1,37	0,17	99,35
6	БК-8*3	87,33	0,01	1,00	1,43	1,73	0,11	1,08	2,01	0,10	0,36	0	0,78	1,95	0,08	97,97
7	БК-9	35,60	0,10	1,32	24,04	2,81	0,04	0,38	0,35	0	0,30	0,36	-	24,86	0,63	90,79
8	БК-11	66,20	0,02	1,70	9,84	0,76	0,03	0,47	0,16	0,03	0,33	0,42	1,43	5,52	0,11	87,02
9	БК-13	57,34	0,01	0,80	18,19	1,76	0,02	0,12	0,51	0,33	0,26	0	1,28	16,26	0,32	97,20
10	БК-16	94,77	0,01	0,30	0,06	0,59	0,02	0,58	0,8	0,03	0,08	0	0,18	0,55	0,02	97,99
11	БК-19	91,64	0,01	0,30	1,27	0,47	0,03	0,34	0,22	0,03	0,06	0,07	0,52	0,16	0,04	95,16
14	БК-20-А2	86,19	0,04	0,36	2,36	2,63	0,03	0,60	1,17	0,13	0,10	0	0	1,37	0,08	95,06
15	БК-20-А3	90,03	0,07	1,22	1,08	2,04	0,03	0,56	1,10	0,10	0,61	0	0,18	1,02	0,10	98,14
16	БК-20-А4	37,28	0,03	1,21	26,12	2,73	0,05	1,46	2,38	0,10	0,14	0,28	0,27	14,15	0,23	86,43
17	БК-20-А5	84,60	0,04	1,00	0,51	2,00	0,03	0,82	1,48	0,20	0,49	0,07	0,30	2,29	0,16	93,99
18	БК-35	96,53	0,01	0,43	0,31	0,66	0,02	0,04	0,61	0,02	0,08	0	0,72	0	0,03	99,46
19	БК-45	97,60	0,06	0,16	0	1,26	0,03	0,13	0,35	0	0,02	0	-	0	0,13	99,74
22	БК-157*1	93,70	0,02	0,29	0,52	2,08	0,03	0,22	1,07	0,05	0,05	0	0	0,76	0,03	98,82
23	БК-157*2	95,92	0,01	0,31	0,33	1,35	0,02	0,36	0,48	0,06	0,05	0	0,53	0	0,03	99,45
24	БК-182	72,17	0,19	7,42	0,75	0,65	0,06	0,82	7,35	0,23	1,19	0,3	0,60	6,25	0,09	98,07
25	БК-183*1	95,52	0,03	0,48	0,95	0,75	0,02	0,34	0,47	0,15	0,16	0,45	0	0	0,05	99,37
26	БК-183*2	69,87	0,05	1,51	12,16	1,07	0,03	0,44	0,92	0,31	0,70	0	0,31	9,75	0,22	97,34
27	БК-270	97,80	0,05	0,14	1,02	0,87	0	0,37	0	0,04	0,06	0,04	0	0	0,16	100,55
28	БК-272	97,10	0,05	0,04	0	1,10	0	0,49	0,17	0,04	0,06	0	0,76	0	0,12	99,93
34	Р-1Б	94,23	0	0,66	0,26	0,82	0,01	0,44	1,61	0,44	0,41	0,17	0	0,44	0,02	99,51
35	Р-1Ч	95,89	0,08	0,81	0,28	0,25	0,02	0,24	0,34	0,47	0,34	0,07	0	1,08	0,05	99,92
36	БК-20м-А3	43,70,	1,08	17,85	2,16	4,88	0,05	4,70	2,74	0,51	7,26	0,86	2,86	8,15	0,31	97,11
37	БК-20м-А5	46,40	1,06	17,69	1,21	5,24	0,05	5,31	2,56	0,49	7,47	1,05	1,90	10,67	0,33	99,53

Примечание. 1–35 – руды; 36, 37 – метасоматиты по диоритам; прочерк – не обнаружено; анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН Л.А.Козловой.

Таблица 3. Содержание газов (ммоль/кг) в образцах кварца.

№ п/п	№ образца	H ₂	N ₂	CH ₄	CO	CO ₂	H ₂ O
1	БК-8-1	-	0,74	0,17	0,26	6,04	7,10
2	БК-8-2	-	0,75	0,07	0,08	3,49	45,96
3	БК-8-3	0,87	0,90	0,32	0,43	19,21	39,98
4	БК-19	-	0,16	-	0,09	1,53	22,94
5	БК-19-1	-	1,12	0,01	0,37	1,39	21,34
6	БК-20А-2	-	1,56	0,12	0,38	7,63	18,65
7	БК-20А-3	-	1,10	0,10	0,35	9,39	30,63
8	БК-20А-4	-	0,87	0,04	0,07	4,20	45,60
9	БК-35	-	0,71	-	0,39	11,50	32,20
10	БК-45	-	0,77	0,20	0,06	5,64	25,02
11	БК-45-1	-	2,16	0,62	2,46	6,01	47,93
12	БК-45-2	-	0,74	0,24	0,29	4,96	22,49
13	БК-157-1	-	0,48	-	0,13	1,37	75,19
14	БК-157-2	-	1,58	-	0,34	1,35	58,43
15	БК-182	0,66	0,43	0,22	1,00	6,07	82,59
16	БК-183-1	-	1,19	0,17	0,76	4,88	61,24
17	БК-183-2	-	0,76	0,07	0,21	4,08	14,44
18	БК-275	-	0,87	-	0,33	0,67	71,88

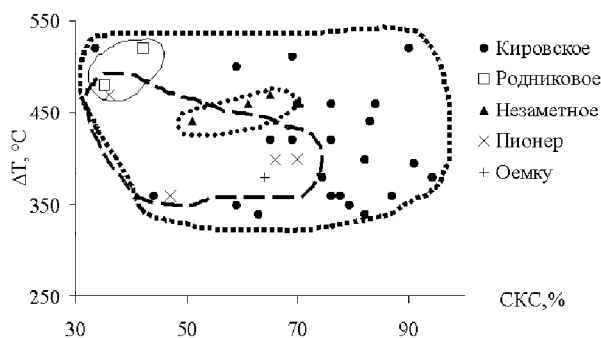


Рис. 1. Положение фигуративных точек кварца различных месторождений на диаграмме ΔТ – СКС.

как тангенс угла наклона графика в координатах ΔТ-СКС, показана на рисунке 2. Как видно, кварцевожильные агрегаты Кировского месторождения имеют максимальную скорость, а Родникового – минимальную.

Следует отметить, что в штуфах, отобранных из разных жил, параметр СКС/ΔТ не обязательно должен оставаться одинаковым, как и диапазон изменения СКС и ΔТ (рис. 3). В первом приближении это можно объяснить индивидуальными характеристиками теплового поля вокруг жил. Однако даже в одном штуфе (БК-20А) кварц как из зальбанда, так и из центра может обнаруживать различные значения СКС (табл.1). При этом наблюдаются различия в значениях ΔТ и в химическом составе жильных агрегатов, а также измененных вмещающих пород (БК-20А, зальбанд; табл. 2). Последнее обстоятельство, вероятно, указывает на неоднородность состава флюида на кон-

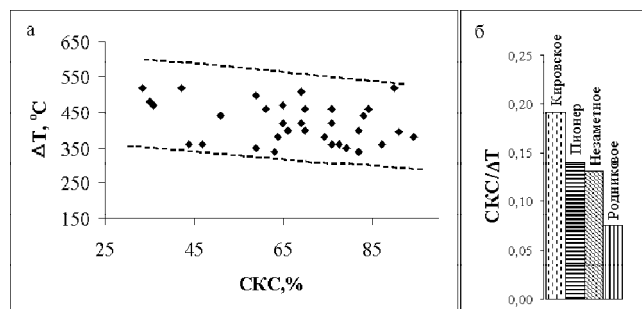


Рис. 2. Зависимость изменения СКС от ΔТ на сводной диаграмме (а) и по месторождениям (б).

такте с различными по составу агрегатами, приводившего к метасоматозу вмещающих пород. Об этом также свидетельствуют данные газовой хроматографии жильного кварца в зависимости от минерального и химического состава агрегатов (табл. 3, 1). Например, можно видеть значительные различия в содержаниях воды и азота в кварце из центра жилы (БК-20А-2 и БК-20А-4) в ассоциации с разными минералами. Кварц из зальбанда (БК-20А-3) показывает промежуточные значения содержаний этих компонентов. В образце БК-8 отмечены существенные различия в содержаниях H₂O, CO₂, CO, CH₄. Похожие различия характерны и для других образцов кварца.

Кроме того, наблюдается как увеличение степени кристаллического совершенства кварцевых агрегатов в направлении “зальбанд–центр”, что отмечалось в работе [49], так и нарушение такого порядка. Все это, свидетельствует о том, что кроме мощности

теплового поля на скорость изменения СКС влияет также состав жильного вещества. В пользу этого свидетельствует также и то, что максимальные значения СКС устанавливаются по падению жил в их срединной части, где мощность жил максимальна. К этому максимуму приурочен и максимум содержания золота на фоне изменения концентраций петрогенных и флюидных компонентов [48, 49].

Экспериментально для гелей сульфидов при комнатной температуре было показано [22], что присутствие в системе хлоридов кальция и натрия (около

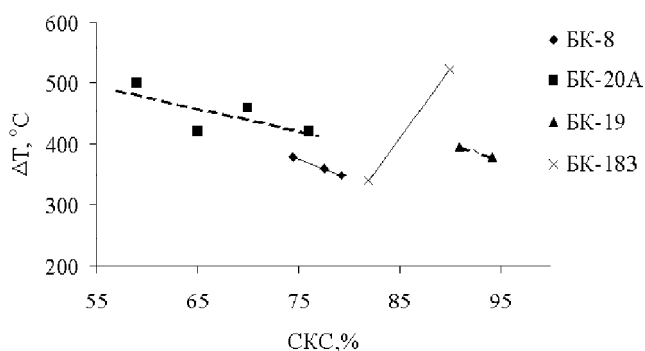


Рис. 3. Изменение СКС в зависимости от ΔT в поперечном разрезе кварцевых жил, прослеженное в пределах одного штуфа.

0,25 % массы) сокращает время их раскристаллизации и интенсифицирует процессы перекристаллизации. Увеличение температуры ускоряет образование кристаллических агрегатов. Превращение аморфного кремнезема в кристаллический форсируется в присутствии примесей (например, кристаллов сульфидов), которые могут служить центрами кристаллизации. Содержание в силикагеле 5 мол. % оксидов щелочных металлов при 700°C вызывает его кристаллизацию в течение первых часов [1]. В то же время, химические элементы и соединения (в том числе флюидные компоненты), способствующие раскристаллизации и перекристаллизации кремнисто-сульфидных соединений, при некоторых содержаниях могут препятствовать этому процессу [1, 33]. Из этого следует, что кристаллическое совершенство кварца в температурном поле должно нелинейно зависеть от состава силикатной системы.

На рис. 4 показана зависимость степени кристаллического совершенства кварцевых агрегатов от ΔT и состава, выраженного через параметр A^* (основность руд). Как видно, СКС при разных ΔT имеет три выраженных минимума при A^* равном около 30, 20, 5 и три максимума ($A^* \sim 2, 5$ и >40). Вместе с тем, видно, что при одинаковых значениях ΔT и различных A^* степень кристаллического совершенства может принимать как максимальные, так и минимальные значения. Сопоставление содержаний отдельных петрогенных компонентов (например, суммы щелочей) с СКС по отдельным штуфам, по которым были

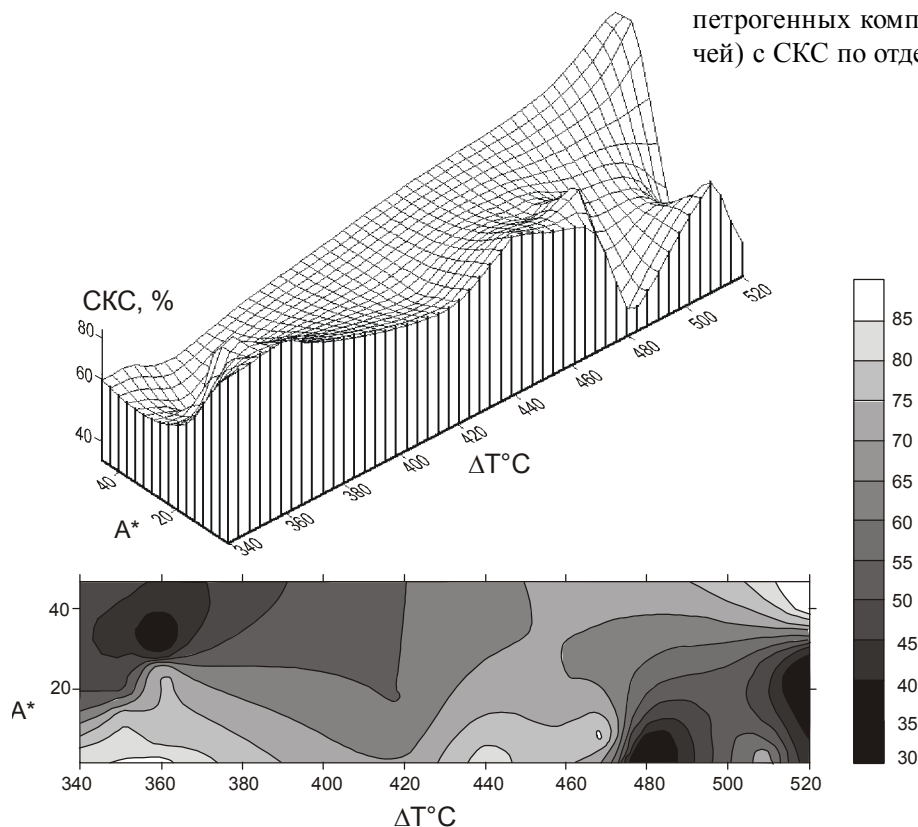


Рис. 4. Изменение СКС агрегатов кварца месторождений в зависимости от ΔT и A^* .

выполнены разрезы, показало, что зависимость между ними может быть как прямой, так и обратной.

II. Монокристалл кварца. Все это время речь шла об особенностях кварцево-жильных агрегатов, в которых в той или иной степени фиксировались процессы его эпигенетических превращений (перекристаллизации). В связи с этим интересно было посмотреть, как меняются СКС и температуры в монокристаллах кварца. В публикациях [48, 49] было показано, что в монокристалле СКС возрастает с падением температуры гомогенизации, в приводимом случае – в направлении от основания к головке кристалла. Мы провели такую работу с кристаллом кварца одного из месторождений хрустала Алдана. Он состоит из двух частей: в основании кристалла – прозрачный кварц (1) светло-серого цвета размером 4.5 см по оси “с”, на грани пирамиды которого нарастает прозрачный кварц (2). Общая длина кристалла 9.5 см. В кварце 1 визуально устанавливаются газожидкие включения, тогда как в кварце 2, при использованных увеличениях, включений, пригодных для замера температур гомогенизации, не обнаружено. Замеры СКС выполнялись по участкам кварца 1 и 2. Выяснилось, что СКС как в кварце 1, так и в кварце 2 уменьшается от основания к головке. И в целом, по всему кристаллу происходит уменьшение СКС в этом же направлении: 112, 99 (кварц 1), 102, 95 (кварц 2). Кроме того, в кварце 1 уменьшение СКС происходит на фоне уменьшения средних температур гомогенизации (учитывались первичные и вторичные газожидкие включения), т.е. наблюдается прямая зависимость (рис. 5). Признаков перекристаллизации в этом кварце в шлифах не наблю-

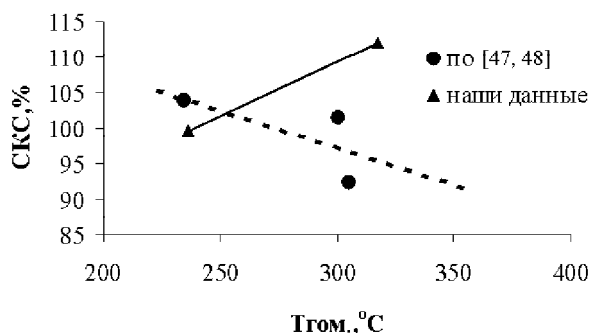


Рис. 5. Зависимость СКС от средней температуры гомогенизации газожидких включений в монокристаллах кварца (здесь нами в качестве эталона использовался кварц БК-19-2).

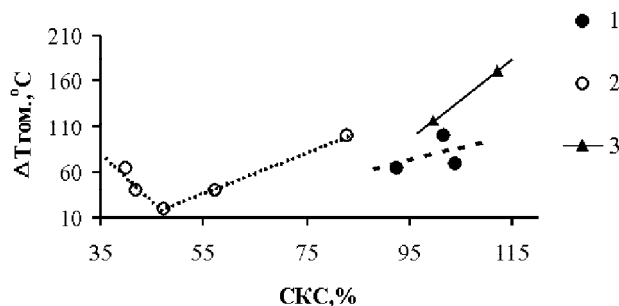


Рис. 6. Зависимость СКС от интервала температур гомогенизации газожидких включений в монокристаллах кварца (1, 3) и в кварце жил выполнения (2); 1,2 – данные [47, 48]; 3 – наши данные.

далось. По данным атомно-абсорбционного анализа от основания к головке меняется содержание (от–до, мас.%): алюминия: 0,59–0,12 (кварц 1), 0,12–0,23 (кварц 2); калия: 0,073–0,045 (кварц 1) и 0,045–0,06 (кварц 2); лития: 0,0015–0,0019 (кварц 1) и 0,0046–0,012 (кварц 2). Концентрации рубидия последовательно уменьшаются от кварца 1 до кварца 2 с 0,00015 до 0,00007 мас.%. Это, на наш взгляд, может быть связано с изменением концентраций указанных элементов в гидротермальном флюиде по мере эволюции его термодинамических параметров при взаимодействии с вмещающими породами. Значение величины СКС здесь, вероятно, определяется соотношением структурных и неструктурных примесей компонентов. Вместе с тем, сопоставление СКС и интервалов температур гомогенизации в монокристаллах обнаруживает существование между этими величинами прямой зависимости (рис. 6).

На этом же рисунке показано положение фигуративных точек для жильного кварца по данным [47]. Любопытно, что точки пластинчатых и гребенчатых агрегатов, представляющих собой тонкозернистые пластины, покрытые растущими в разные стороны субпаралельно-шестоватыми ассоциациями кварцевых индивидов, образуют такой же тренд, как и точки составов монокристаллов (наклон линии вправо). Точки тонкополосчатых и массивных агрегатов кварца образуют тренд (наклон линии влево), выявленный нами (рис. 2, 3).

Таким образом, в координатах ΔT –СКС как будто бы обнаруживаются две различные тенденции в формировании кварцево-жильных агрегатов (обратная зависимость) и монокристаллов кварца (прямая зависимость). Сопоставление температур декрепитации включений, наблюдаемых визуально, в монокри-

сталле кварца (на 20–40°C выше температур гомогенизации) и температур декрепитации в кварцево-жильных агрегатах по первым двум интервалам (т.е. – 120–450°C) со значениями СКС показало, что отмеченные тенденции сохраняются.

ОБСУЖДЕНИЕ

Мы рассмотрели влияние мощности температурного поля, в котором формировались кварцевые жилы, их состава на величину СКС кварца, являющегося результатом трансформации (кристаллизации и перекристаллизации) вещества, заполнявшего трещины. С учетом этого, ранее было высказано предположение, что на некоторых месторождениях начальные температуры рудообразующего вещества могли быть сопоставимы с температурами магматических расплавов [35, 36]. В самом деле, в ритмично-полосчатых кварцевых порфирах Первомайского массива (Джидинское месторождение) в кварце из кварцевых полос устанавливаются расплавные включения с температурой гомогенизации 770–740°C, тогда как кварц из породы, обогащенной водой и фтором, разделяющий эти полосы, показывал температуры 700–650°C, а, кроме того, единичные вкрапленники кварца здесь обнаруживали температуры 770–750°C [2]. Это указывает на то, что выше 770°C сосуществовали обособленно расплавы SiO₂ и алюмосиликатов. Об этом же свидетельствуют в подобного рода гранитах признаки вязкого течения расплава, ритмически расслоенного (расслаивавшегося?) на силикатную и алюмосиликатную части [29], образованные при этом текстуры сильно напоминают полосчатые текстуры кварцевых жил.

В обобщающих работах по типоморфизму кварца [48, 49] приводятся данные по температурам образования жильных тел месторождений различных формаций и делается вывод, что начало кристаллизации кварца большинства рудных месторождений приходится на интервал 500–480°C, хотя “истинные значения верхней границы температур начала кристаллизации остаются неизвестными” [49, стр. 90].

Таким образом, можно полагать, что измеряемые различными методами температуры образования кварца чаще всего фиксируют тепловой режим эпигенетических превращений (раскристаллизации и перекристаллизации) жильного вещества [35, 36].

Из этого следует, что и состав, и агрегатное состояние газовой-жидких включений в кварцево-жильных образованиях, сформированных в результате эпигенетических превращений жильного вещества, можно отождествлять с составом и агрегатным состоянием субстрата, чаще всего, в первом приближении.

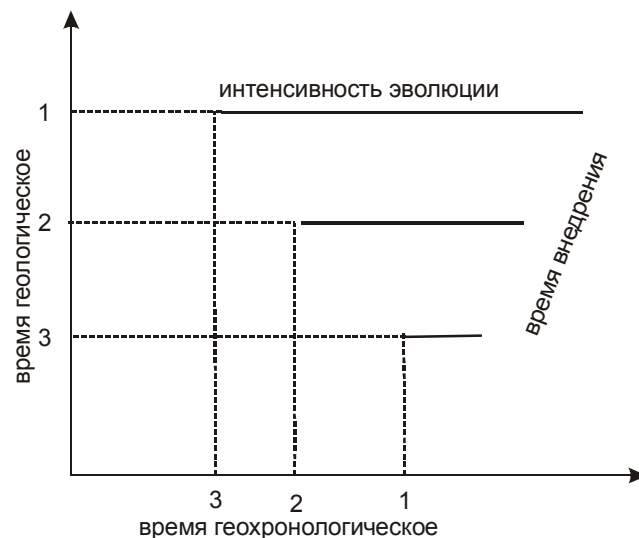


Рис. 7. Схема возможных соотношений геологического и геохронологического времени, обусловленных неодинаковой интенсивностью эпигенетических превращений (эволюции) жильного вещества стадий минерализации (1, 2, 3) различного состава (минеральные ассоциации, определяемые по геологическим наблюдениям как ранние, по изотопным данным оказываются поздними).

Очевидно также, что различная продолжительность и интенсивность эволюции жильного вещества разного состава в неоднородном тепловом поле будет сказываться и на изотопных характеристиках минералов из этих ассоциаций, которые будут создавать искаженные представления, например, о роли метеорных вод в образовании рудных жил или о возрасте минеральных ассоциаций, как на Кировском месторождении. Рис. 7 иллюстрирует несоответствие данных абсолютного возраста и геологических наблюдений, обусловленное неодинаковой интенсивностью эпигенетических превращений вещества в жилах, сформированных в разные стадии минерализации. При этом, минеральные ассоциации, образованные в раннюю стадию (по геологическим данным), могут иметь самый молодой абсолютный возраст.

Со времен Дж. Сперра [32] до настоящего времени [4, 11, 20, 49 и др.] накоплен громадный по объему материал, свидетельствующий о том, что формирование кварцевых жил рудных месторождений в большинстве случаев обусловлено кристаллизацией вязкого субстрата (гелей, раствор-расплавов, рудных магм, флюидных расплавов и др.). С этими представлениями вполне согласуются и наши наблюдения, а полученные данные по зависимости

СКС от состава кварцевых жил и изменения температуры гомогенизации и декрепитации включений еще более убеждают в справедливости модели “рудных магм”. При этом, если полученные различия в тенденциях изменения СКС от ΔT для жильных агрегатов и монокристаллов не случайны (этот вопрос, без сомнения, требует дополнительной проработки), то мы имеем возможность различать два основных механизма формирования кварца: I – путем раскристаллизации и перекристаллизации, по всей видимости, рудонесущих полимеризованных в той или иной степени силикатных флюидных расплавов (раствор-расплавов), которые могут проходить стадию гелеобразования; II – из газовой-жидкой флюида. Конечно, при структурной перестройке вещества жил выполнения выделяется газово-жидкая фаза, из которой в дальнейшем может кристаллизоваться гидротермальный кварц (друзы, “присыпки” на каркасных и пластинчатых тонкозернистых агрегатах кварца, псевдоморфозы и др.). Данные по гомогенизации и декрепитации включений в кварце по индивидуальным сечениям жил указывают на реализацию такой возможности (см. рис. 6).

Выше рассмотрены причины перекристаллизации вещества жильного выполнения без учета силового (механического) взаимодействия с вмещающими породами. Вместе с тем, на месторождениях различных рудных формаций достаточно широко проявлены признаки перекристаллизации кварца в результате деформаций. Кроме того, в кварцевых жилах устанавливаются синминерализационные деформации, сопровождавшиеся вязким течением флюидного расплава или гелей [3, 20, 49], причем изменение состава кварцевых жил, зональность рудных полей различных рудных формаций зависит от пространственных и морфологических параметров рудовмещающих полостей: “Те факторы, которые обуславливают ... разветвление на бесчисленные струи гидротермальной колонны в приповерхностной зоне, *одновременно являются причинами интенсивной дифференциации* (выделено нами) и бурного минералоотложения в этой зоне” [20, стр.165].

В модели “гидротермального” рудообразования, основанной на представлениях об “остаточных” растворах в остывающем магматическом очаге, содержится (сегодня очевидное) логическое противоречие между сопряженными во времени и пространстве “низкотемпературными” рудоносными растворами (расплавами) и высокотемпературными магматическими расплавами, из которых образуются до-, внутри- и пострудные дайки, состав которых меняется от аплитов до диабазов.

Если допустить, что высокотемпературные полимеризованные рудоносные флюидные расплавы (раствор-расплавы) по своим свойствам сопоставимы со свойствами магматических алюмосиликатных расплавов, то при объяснении процесса рудогенерации и образования полосчатой текстуры жил может быть применена модель дифференциации магм при ее течении. Эта модель, как представляется, позволяет объяснять сходство: в строении интрузивов кислого и основного составов, в пространственной организации пород в расслоенном массиве и в ритмичности проявления рудных и магматических образований во времени и ряд других характерных черт, присущих “типично гидротермальным” месторождениям.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛЕ

Известен принцип генетической систематики интрузивных тел Клооса-Полканова [30, стр. 13]: “Каждое интрузивное тело в целом выражает собой состояние равновесия между эндогенными силами активной магмы, с одной стороны, и тектоникой и кинематикой заключающей его рамы, с другой стороны. Внутреннее строение каждой интрузии контролируется отношением периода процесса кристаллизации магмы к периоду ее эндогенной кинематики и к синхронной кинематике рамы”. Это положение по существу является частной формулировкой универсального принципа симметрии П. Кюри, которое может быть также выражено в кратком виде: “симметрия закономерного строения является отражением симметрии закономерного движения, под влиянием которого такое строение возникло” [17, стр. 4].

В модели газовой-жидкостной кинетической дифференциации, предложенной П.Ф. Иванкиным [20], при движении высококонцентрированный и полимеризованный (структурированный) флюид претерпевает фазовое расслоение и дегазацию. Е.В. Шарковым [44] была кратко рассмотрена модель дифференциации магматического вещества, названная вслед за Н.А. Елисеевым ликвационно-кинетической, для объяснения расслоенности в дайках габброидов. Модель основана на представлениях о структурированности расплавов и различной вязкости структурных элементов – пироксеновых и полевошпатовых молекул (сиботаксисов) в данном случае – и их разделении в процессе течения и взаимодействия расплава со стенками вмещающих пород. К настоящему времени накоплено достаточно научных данных для дальнейшего развития этой модели.

Согласно теории жидкостей, силикатные расплавы в близликвидусной области обладают квази-

кристаллическим (сиботаксическим) строением и сложной гетерогенной структурой [18, 26, 45]. Основной структурной единицей расплава являются кремне-алюмоокислородные тетраэдры, полимеризованные в зависимости от соотношения элементов сеткообразователей, характеризующихся высокими значениями энергии связи с кислородом (Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , P^{5+} , V^{3+} , As^{5+} , Sb^{5+} и др.) и модификаторов (Fe^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Sn^{4+} , Pb^{4+} , Zn^{2+} и др.). Последние, в силу относительно слабых связей с кислородом, в значительной степени уменьшают энергию активации вязкого течения, которая расходуется в первую очередь на разрыв связей модифицирующих элементов с комплексными полианионами [18, 45].

При заданном напряжении сдвига с накоплением остаточной деформации нарушение микроструктуры материала влечет за собой изменение его реологических параметров [31]. Развитие во времени процесса образования вязкостных неоднородностей приводит к формированию макронеоднородностей [14], за счет сепарации различных по устойчивости при данных напряжениях структурных единиц, с выносом неустойчивых в область их стабильного существования.

Энергия активации вязкого течения структурных группировок, которая определяет их устойчивость в поле сил, уменьшается от каркасных силикатов к ортосиликатам [26]. Это означает, что расплавы пород и слагающие их миналы, обладающие более кислотными свойствами (гранитоидные, кварцевые, полевошпатовые), оказываются значительно устойчивей к механическим напряжениям, чем основные (базитовые, гипербазитовые, пироксеновые, амфиболовые и др.), и будут накапливаться в зонах повышенных напряжений. При существенно кварц-полевошпатовом составе расплавов, которые предполагаются в качестве субстрата кварц-адуляровых жил, кварцевый расплав будет более устойчив относительно полевого шпата (энергия активации вязкого течения соответственно 96 и 68 ккал/моль).

Энергия активации вязкого течения вещества связана с его кислотно-основными свойствами [26], и об относительной величине этой характеристики, вероятно, можно судить по величине, например, условного потенциала ионизации, предложенного [19]. Это дает возможность оценивать относительные силовые характеристики структурных элементов в кварцевых жилах. Так, например, для полосчатых кварц-касситеритовых жильных агрегатов условный потенциал ионизации (ккал/моль) составляет 226,7 (кварц) и 208,4 (касситерит).

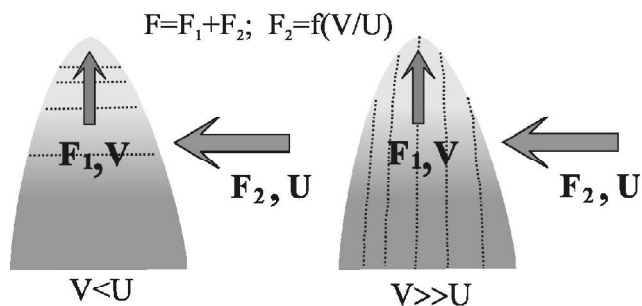


Рис. 8. Зависимость структуры тела, движущегося в геодинамическом поле, от величины скоростей движения V и U ; F_1 , F_2 – действующие силы. Структура тела показана пунктиром и тоном.

Эксперименты по изотермической кристаллизации оливинового толеита при различных температурах переохлаждения в динамических и статических условиях [51] показали существенное влияние перемешивания на кинетику кристаллизации: кристаллизация оливина наблюдалась в подавляющем большинстве случаев только в динамических условиях при различных температурах переохлаждения. Перемешивание оказывает влияние и на содержания и распределение элементов-примесей в минералах. Дифференциация магматического вещества в динамических условиях воспроизводилась экспериментально для базальтов Толбачинского извержения в условиях моделирования подъема расплава по каналу [8, 9]. Была подтверждена высокая подвижность магния и железа относительно алюмосиликатной компоненты при вязком течении.

Размеры и пространственное положение образованных вязкостных неоднородностей относительно матрицы будут определяться режимом вязкого течения, согласно распределению действующих сил (рис. 8). Уравнение движения тела будет выглядеть так:

$$F = F_1 + F_2; F_2 = f(v/u) \quad (1)$$

где F_1 – сила, движущая объект; F_2 – сила геодинамического поля*; v , u – скорости движения объекта и распространения геодинамического поля, соответственно.

I. Взаимодействие объекта с геодинамическим полем может проходить одновременно на тектоничес-

*Геодинамическое поле – все геодинамическое пространство или логически ограниченная его часть, характеризующаяся в момент времени совокупностью силовых (энергетических) полей, образующих ее элементарных ячеек всех уровней организации.

ком, сейсмическом, химическом и других уровнях. При установившемся течении, в зависимости от отношения скорости движения объекта (v) к скорости распространения (u) поля (скорости разрастания канала) полосчатость (расслоенность) будет либо горизонтальной (характерна для расслоенных магматических массивов), либо вертикальной, что наблюдается в краевых частях интрузивов (Скеердгардский и др.), дайках пестрого состава и кварцевых жилах. При такого рода дифференциации магматического вещества собственно рудная составляющая будет аккумулироваться в соответствии с геометрическими параметрами вязкого течения, обычно между слоями контрастных по составу алюмосиликатных расплавов (пород) или в виде вкрапленности в породах при незавершенной дифференциации.

В случае неустановившегося течения, в частности связанного с большими скоростями v и u , полосчатость может и не возникать, а будут образовываться нодулы, шлиры, состав которых определяется составом исходного расплава, т. е. соотношением энергетически устойчивых и неустойчивых структурных группировок в данном геодинамическом поле.

II. Взаимодействие расплава с геодинамическим полем может сопровождаться периодической разгерметизацией магматической камеры с дифференцирующимся (дифференцированным) магматическим расплавом и поступлением его на верхние горизонты. В зависимости от того, на какой стадии находится процесс дифференциации остывающей магмы, и от того, до какого уровня магматической камеры проникают трещины, расплавы, формирующие штоки и дайки, могут быть различного состава и в той или иной степени обогащены рудными компонентами. При движении таких расплавов в новом для них геодинамическом поле рудные и флюидные компоненты могут рассеиваться во вмещающих породах с образованием различного рода метасоматитов и сингенетичного оруденения. В других случаях, рудные компоненты могут выделяться в виде минеральных фаз, с образованием месторождений порфирирового, штокверкового типа или ритмично расслоенных тел типа аплитовых даек с вольфрамитом месторождения Монмин [29], ритмично-полосчатых риолитов Арсеньевского касситерит-кварц-сульфидного месторождения [25], альбитофинов в вкрапленным и линзовидно-полосчатыми выделениями магнетита Ярышкольского месторождения магнетита [15].

В случае относительно завершенной дифференциации магматического расплава при данных силовых характеристиках геодинамического поля, при последовательном вскрытии различных горизонтов

камеры, будут образовываться рудные тела и дайки (дорудные, внутрирудные и пострудные), состав которых зависит от начального состава магмы и геодинамических параметров ее дифференциации. При формировании даек и рудных жил расплавы могут вновь испытывать дифференциацию, что находит отражение в полосчатом или зональном строении даек и кварцевых жил, устанавливается или подтверждается петрохимическими данными.

В относительно спокойной тектонической обстановке периодической разгерметизации магматического и рудного очагов может и не происходить, а будут формироваться “слепые” рудные тела (например, месторождение Зайтплатс в Бушвелде) или штокверковые месторождения.

III. В предлагаемой модели дифференциации остывающей магмы массоперенос в геодинамическом поле осуществляется одновременно на нескольких иерархических уровнях в виде: 1) потоков расплава со взвешенной кристаллической компонентой (и ксенолитами), ликвационной фазой расплава и флюидной составляющей; 2) потока расплава, с кристаллической (и, возможно, ксенолитами), ликвационной и флюидной фазами в потоке; 3) потоков ликвационной и кристаллической фаз с флюидной составляющей; 4) потоков парагенезисов молекул, молекул и ионов (диффузия). Однако, в целом, структура (направление) массопереноса (в том числе, во вмещающие породы и обратно, в расплав) задается режимом вязкого течения или, в общем случае, распределением действующих сил и напряжений в расплаве и вмещающих породах. Тем не менее, модель не содержит принципиальных ограничений на реализацию тех или иных механизмов дифференциации, освещаемых в других моделях, которые эффективны при рассмотрении процесса на соответствующих иерархических (масштабных) уровнях.

О ПРАВДОПОДОБИИ МОДЕЛИ НА ПРИМЕРАХ

Кроме уже приведенной аргументации, в пользу правдоподобности предлагаемой нами модели дифференциации магм в геодинамическом поле при вязком течении служат зависимости, полученные в соответствии с уравнением (1), относительной дифференцированности L магматического вещества от размера S магмопроводящего канала (системы каналов) и от скорости формирования канала U (скорость накопления упругих, пластических и хрупких деформаций; U – имеет такой же смысл в уравнении (1)) [37]:

$$L = b (15.76 - U), \quad (2)$$

$$L = (S/10^n)^{-2/3} \quad (n = \pm 0, 1, 2, 3, \dots). \quad (3)$$

Очевидно, что эти зависимости, справедливые для разномасштабных тектоно-магматических систем с интрузивным и вулканическим типом магматизма, могут объясняться только в рамках модели дифференциации вещества при вязком течении.

Ритмичная расслоенность тел, объясняемая вязким течением расплава, характерна не только для интрузивов базитового и гипербазитового составов, но и для гранитоидов [7, 29, 41, 43 и др.]. Расслоенность, как упорядоченность вещества в геодинамическом поле, иногда трудно картируемая в полевых условиях, легко устанавливается для зональных интрузивов, сформированных в одну фазу внедрения, и для комплексов даек с разными типами оруденения при петрохимических исследованиях по специальной методике [36, 38, 39]. В общем, для гранитоидных массивов, ассоциирующих с рудной минерализацией различного типа, наличие ритмической расслоенности является весьма характерной отличительной особенностью [29], и в некоторых случаях, как и в случае с дайками, доказываются генетические связи гранитоидов и оруденения [29, 39, 50]. Ритмично расслоенные гранитоиды, вмещающие оруденение, известны на месторождениях Клаймакс, Ред-Маунтин, Рудные горы, Заайтплатс (граниты Бушвельдского комплекса), Джидинском и ряде других [29]. Рудные тела на таких месторождениях, часто в виде согласных и субсогласных тел пегматоидов, грейзенов, штокверков или кварцевых тел, приурочены к межфазовым границам, обычно с проявленной ритмической расслоенностью, и могут образовывать, как и в случае классических расслоенных интрузивов, несколько ярусов. На некоторых золоторудных и молибденовых месторождениях в дайках отмечался постепенный переход гранитов к пегматитам и затем к кварцевым телам с рудной минерализацией.

С классическими расслоенными интрузивами известны, наряду с вкрапленным, гнездово-прожилковым, проявления и жильного оруденения, примером является Мончетундровский массив, где в жильных телах наблюдались постепенные переходы сульфидных руд в пегматоидные алюмосиликатные породы [44]. В расслоенной серии Бушвельдского массива широко распространены ультраосновные пегматиты [40], которые секут слоистость и содержат (снизу вверх по разрезу) никелевую, хромитовую, платиновую, магнетитовую (иногда мономинеральную) минерализацию. Некоторые магнетитовые трубки как бы берут начало от магнетитовых пластов.

Из приведенных примеров видно, что гранитоидные рудно-магматические системы могут обнаруживать строение, аналогичное строению классичес-

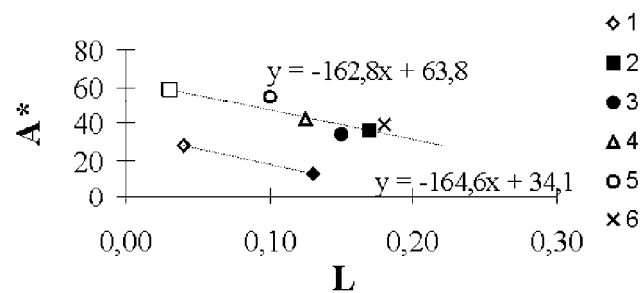


Рис. 9. Зависимость среднего состава руд (A^*) от относительной дифференцированности (L) ассоциирующих магматических пород.

Тип минерализации: Кировское золоторудное месторождение: 1 – кварц-висмутин-халькопиритовая и кварц-пирит-арсенопиритовая (соответственно закрашенный и не закрашенный маркер); 2 – кварц-турмалин-магнетитовая и кварц-полиметаллическая (закрашенный и не закрашенный маркер); Ярышккольское магнетитовое месторождение: 3 – магнетитовые альбитофиры; Великая дайка (ритм 2 скв. 11) [6]: 4 – хромиты; скарновое золото-магнетитовое рудопроявление Букиндинский Голец (Алданский щит): 5 – золото-магнетитовая; Октябрьский рудно-россыпной район: 6 – кварц-турмалиновая.

ких расслоенных интрузивов. Но пространственная ритмичность пород и руд, наблюдаемая в классических расслоенных интрузивах, в гранитоидных системах чаще всего выражается в проявлении во времени качественно схожих ритмов, например, в соотношении даек разного состава и оруденения, в стадийности оруденения.

Ранее, для объяснения пространственно-временных закономерностей развития рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня, И.Н. Говоровым была предложена модель, основанная на представлениях о последовательной стратификации расплава в магматической колонне под действием гравитационных сил [10]. Л.Н. Таусоном на протяжении ряда лет для редкометалльных месторождений развивалась модель стратифицированных рудогенерирующих очагов в гранитных интрузивах [34]. И.Н. Петровская, изучая золоторудные месторождения Забайкалья, пришла к выводу об одновременном функционировании разноглубинных рудогенерирующих очагов с различной специализацией [27]. Возможность одновременного функционирования различных по составу рудогенерирующих источников, которые могут давать в пределах одного рудного поля гидротермальные месторождения различных металлов, была показана Р.М. Константиновым [21].

Сопоставление относительной дифференцированности магматитов (L), для которых доказывается генетическая связь с ассоциирующим оруденением, с составом руд, выраженным через параметр A^* , показало их обратно пропорциональную зависимость (рис. 9), что в общем виде можно записать:

$$A^* = aL + b \quad (4)$$

Как видно из приводимого рисунка, зависимость A^* от L выдерживается как для магматических, так и для “типично гидротермальных” руд, образованных в результате магматической дифференциации. При этом имеется возможность дополнительной проверки предлагаемой модели. Если приведенные рассуждения верны, то для кварцево-жильных тел справедлива формула (3). Было бы удобно расчет вести по химическому составу адуляр-кварцевых жил. Мы, к сожалению, такими материалами не располагаем. Поэтому для предварительной проверки воспользовались опубликованными данными [23, 42] по зонам Главной и Промежуточной Многовершинного золоторудного месторождения. Расчет проводился по химическим анализам по двум разрезам, выполненным через кварцевые ядра зон; в формуле (3) учитывается динамическая граница* тел [37], в данном случае зоны метасоматитов:

1) зона Главная: $S = 5.8 \times 0.4 = 2.32 \text{ км}^2$; $L = 0,49$, рассчитанная площадь $S^* = 2.9$;

2) зона Промежуточная: $S = 4.7 \times 0.1 = 4.7 \text{ км}^2$; $L = 0.46$, рассчитанная площадь $S^* = 3.3$.

Полученные результаты выглядят вполне удовлетворительно, однако все же требуют тщательной проверки на более корректном уровне наблюдений.

ВЫВОДЫ

1. На величину степени кристаллического совершенства кварца оказывали значительное влияние состав субстрата, из которого кристаллизовался и перекристаллизовывался кварц, и мощность теплового поля, а также существенная роль в этом процессе принадлежала тектоническим напряжениям.

2. Неодинаковая длительность и интенсивность эволюции жильного вещества разного состава может приводить к несоответствию истории формирования месторождений, восстанавливаемой по изотопным данным, с одной стороны, и геологическим наблюдениям – с другой.

3. Намечены две тенденции в изменении степени кристаллического совершенства в зависимости от температуры: обратная – для кварцево-жильных агрегатов, претерпевших перекристаллизацию, и прямая – для монокристаллов кварца. Это связано с проявлением двух механизмов образования кварца: I – путем раскристаллизации и перекристаллизации рудонесущих полимеризованных в той или иной степени силикатных флюидных расплавов (раствор-расплавов), которые в ряде случаев проходили стадию гелеобразования; II – из гидротермальных растворов. Первый механизм характерен для образования массивного кварца жил выполнения, а второй – для образования друз, “присыпок”, псевдоморфоз и др.

4. Информация об агрегатном состоянии рудообразующего субстрата и его начальных температурах, получаемая при изучении газовой-жидких включений в кварце, претерпевшем метаморфизм, может использоваться только в качестве первого приближения. Температуры рудообразующего вещества, вероятно, соответствовали температурам магматических расплавов, а само вещество по агрегатному состоянию – флюидным расплавам.

5. В предложенной модели дифференциации магм в геодинамическом поле предусматривается, что рудогенерация начинается при субликвидусных температурах расплава при его вязком течении, с образованием расслоенной структуры в магматическом очаге. Последовательная разгерметизация такого очага в ходе тектонического процесса обуславливает последовательное заполнение трещин расплавами, по составу соответствующими составу слоев магматической камеры. Движение расплава по трещинам может сопровождаться дальнейшей его дифференциацией. В рамках этой модели находят объяснение стадийность оруденения, его соотношения с дайками, в том числе основного состава. Открываются новые возможности прогноза экономических параметров минерализации по данным о химическом составе рудных жил.

Авторы благодарны к.г.-м.н. Г.Г. Лихойдову за критическое прочтение статьи и замечания, учтенные при подготовке рукописи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айлер Р. Химия кремнезема. М.: Мир, 1982. Т. 2. 712 с.
2. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Косалс Я.А., Лхамсурен Ж. К генезису ритмично-полосчатых текстур в гранитоидах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, №2. С. 444–448.
3. Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). М.: ЦНИГРИ, 1984. 270 с.
4. Бетехтин А.Г., Вольфсон Ф.И., Заварицкий А.Н. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 622 с.

*Граница (область раздела) – область пространства, одновременно принадлежащая движущимся смежным объектам и характеризующаяся взаимодействием (суперпозицией) элементарных ячеек рассматриваемых тел.

5. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.
6. Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия) // Магматические рудные месторождения. М.:Недра, 1973. С.86–98.
7. Валуй Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве // Докл. АН СССР. 1983. Т.271, №2. С.420–425.
8. Гайдамако И.М. Эволюция химического и минерального состава базальтового лавового потока (Толбачинская региональная зона): Автореф. дис... канд. геол.-минер.наук. Новосибирск: ИГИГ, 1988. 16 с.
9. Гайдамако И.М. Разделение компонентов при движении базальтовых расплавов // Геология и геофизика. 1989. №1. С.45–49.
10. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
11. Граменицкий Е.Н. К познанию эволюции гидротермально-магматических систем // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. Т. 4, №2. С. 3–18.
12. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.:Наука, 1969. С.74–92.
13. Гуров Л.П. Минеральные ассоциации Кировского золоторудного месторождения (Верхнее Приамурье) // Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. Владивосток:ДВНЦ ДВГИ АН СССР, 1978. С.11–86.
14. Делицын Л.М.,Мелентьев Б.Н., Делицына Л.В. Система акмит-нефелин-вимсонит и дифференциация щелочной магмы // Докл. АН СССР. 1974. Т.219, №1. С.190–192.
15. Долгушин С.С.,Павлов А.Л. Дифференциация рудного вещества на Ярышкольском магнетитовом месторождении / Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. Новосибирск: Наука,1985. С.64–73.
16. Дук Г.Г. О возрасте геологических образований зоны Южно-Туруингского разлома (Верхнее Приамурье) // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Л.:Наука, 1965. С.175–181.
17. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л.:Наука,1967. 258 с.
18. Есин О.А.,Гельд П.Б. Физическая химия пирометаллургических процессов. М.:Металлургия, 1966. Ч.2. 703 с.
19. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология. руд. месторождений. 1967. № 5. С.75–89.
20. Иванкин П.Ф. Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970. 288 с.
21. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.:Наука, 1973. 216 с.
22. Лебедев Л.М. Метаколлоиды в некоторых эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 311 с.
23. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
24. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского золоторудного месторождения Приамурья // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 3. С.354–356.
25. Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского месторождения // Докл. АН СССР. Т. 315, №6. С.1437–1441.
26. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.:Наука, 1984. 159 с.
27. Петровская Н.В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований // Зап. ВМО. 1956. № 3. С.331–332.
28. Петровская Н.В. Самородное золото. М.:Наука,1973. 347 с.
29. Повилайтис М.М. Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.:Наука, 1990. 240 с.
30. Полканов А.А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел.//Изв.АН СССР,сер.геол. 1945. №5. С.13–16.
31. Рейнер М. Реология. М.:Наука, 1965. 223 с.
32. Сперр Д. О рудной магме. М.: Гостехиздат, 1933. 148 с.
33. Таусон В.Л., Абрамович М.Г. Физико-химические превращения реальных кристаллов в минеральных системах. Новосибирск: Наука, 1988. 271 с.
34. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.:Наука, 1977. 279 с.
35. Тишкин Б.М., Пахомова В.А. К использованию результатов термобарометрии при интерпретации зональности оруденения на плутогенном месторождении золота // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВО ДВГИ АН СССР, 1987. С.86–99.
36. Тишкин Б.М., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. Вопросы связи оруденения с интрузивным магматизмом // Металлогения и рудные формации Тихоокеанского обрамления: материалы междунар.симпоз.“Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления”.Благовещенск: ДВО АН СССР, 1990. Ч.1. С.132–139.
37. Тишкин Б.М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоокеан. геология.1996. Т.15, № 1. С.67–79.
38. Тишкин Б.М. Геодинамическое подобие тектоно-магматических систем: Автореф. дис...канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики ДВО РАН, 1997. 30 с.
39. Тишкин Б.М., Зимин С.С., Сапин В.И. Геодинамические параметры формирования золоторудных месторождений с турмалиновой минерализацией в пограничных тектоно-магматических системах Амурского геоблока // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С.124–139.
40. Уильемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М.:Недра, 1973. С.7–25.
41. Уэджер Л.,Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
42. Фатьянов И.И.,Хомич В.Г. Строение и особенности образования жильно-метасоматических зон золото-серебряного месторождения Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1989. С.86–100.

43. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
44. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 183 с.
45. Шелудяков Л.Н. Состав, структура и вязкость гомогенных силикатных и алюмосиликатных расплавов. Алма-Ата: Наука, 1980. 157 с.
46. Чашин А.А., Хетчиков Л.Н., Иванов В.В. и др. Флюидный режим формирования магматических пород и Au-Ag оруденение Вилючской вулкано-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Ч. 2. С. 341–366.
47. Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 6. С. 50–59.
48. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с.
49. Юргенсон Г.А. Типоморфизм, условия образования и рудоносность жильного кварца: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Чита: Читин. ин-т природ. ресурсов СО РАН, 1997. 139 с.
50. Chauris L., Lulzac Y., Cotten J. Une lame de granite albitique tardi-cadomienne: le gisement stannio-wolframifere de Montbelleux (Massif armoricain, France) // Chron. Rech. Min. 1989. N 496. P.25–39.
51. Kouchi A., Tsuchiyama A., Sunagawa I. Effect of stirring on crystallization kinetic of basalt: texture and element partitioning // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V.93. P. 429–438.

Поступила в редакцию 28 октября 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

B.M. Tishkin, L.N. Khetchikov, T.B. Afanasyeva, D.K. Kokorina, A.M. Kokorin

Recrystallization of quartz veined aggregates, and the problems of ore genesis

The degree of crystalline perfection (DCP) of quartz from veins of gold deposits has been correlated with the temperatures of decrepitation and homogenization of gas-liquid inclusions in it and with the chemical and mineral composition of quartz veined aggregates. Analogous work has been carried out with a quartz monocrystal. It has been shown that the DCS of quartz was significantly influenced by the composition of the substratum, from which quartz had been crystallized and recrystallized, and the power of the heat field created by veins and country rocks. Two trends have been outlined in the change of the degree of crystalline perfection with temperature: a reverse one for quartz veined aggregates, which underwent recrystallization, and a direct trend for monocrystals of quartz. This is due to two mechanisms of quartz formation: I – by crystallization and recrystallization of ore-bearing differently polymerized silicate fluid melts (solution melts), which in some cases experienced gelation; II – from hydrothermal solutions. The first mechanism is peculiar to the massive quartz of filling veins; and the second one, to formation of druses, «prisypki», pseudomorphs, etc.

The proposed model of magma differentiation in the geodynamic field specifies that ore generation starts at the subliquidus temperatures of the melt involving its viscous flow with the formation of a laminated structure in the magmatic chamber. Successive decompression of such a chamber in the tectonic process is responsible for successive filling of fractures with the melts similar in composition to the layers of the magmatic chamber. The migration of the melt along the fractures may be accompanied by its further differentiation. The model provides an explanation of the stages of mineralization and its relation with dikes including those of basic composition. It offers new opportunities for prediction of economic parameters of mineralization from data on the chemical composition of ore veins.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В НЕДРАХ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО
САХАЛИНА ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

С.М. Сапрыгин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

При использовании геофизических, пьезометрических, геодезических и других инструментальных данных наши представления о тектоническом цикле меняются. Оказывается, что в течение 75 лет (1906–1981 гг.) в недрах Южного и Среднего Сахалина была реализована вся последовательность тектонических событий: происходили сильные землетрясения, горизонтальные подвижки, извержения грязевых вулканов и поддвиг Тихоокеанской плиты. Этот цикл состоит из двух частей: 72-летняя эпоха разгрузки недр во время землетрясений, крипа разломов и грязевулканических извержений и трехлетняя эпоха нагружения окраины Евразийской плиты стоячей волной горизонтального сжатия.

Ключевые слова: волноводы, глубинный разлом, землетрясения, крип, миграция напряжений, стоячая волна, тектоническая цикличность, о. Сахалин.

5 августа 2000 г. на о. Сахалин произошло Углегорское землетрясение с магнитудой $M = 7.0$, которое практически повторило Лесогорско-Углегорское землетрясение 1924 г. с $M = 6.8$: эпицентры обоих землетрясений приурочены к Западно-Сахалинскому глубинному разлому и находятся на расстоянии ~ 50 км друг от друга. Можно ли считать землетрясение 2000 г. началом нового цикла сейсмической активности в этих районах острова? Ответ на этот вопрос связан с обсуждением результатов инструментальных наблюдений, начатых на Сахалине в 1906 г., когда мировая сеть сейсмических станций зарегистрировала землетрясение с $M = 6.0$ вблизи г. Александровск-Сахалинский. Такие наблюдения позволяют изучать поле напряжений в недрах.

Региональное поле напряжений изменяет плотность и упругие свойства осадочных пород, а также пластовое давление в ряде мест до аномально высоких значений.

В [16] опубликованы 7 плотностных карт, характеризующих основные горизонты кайнозойских отложений Сахалина в различной структурной ситуации. Из них следует (рис. 1), что наибольшее горизонтальное сжатие отложений фиксируется в субширотном направлении. Поскольку из-за наличия пор объемная плотность горных пород ($2.1\text{--}2.45$ г/см³) меньше минералогической ($2.63\text{--}2.69$ г/см³), то механический фактор следует считать основной причи-

ной уплотнения кайнозойских отложений острова, а субширотное сжатие – направлением, в котором оно проявилось наиболее значимо.

Наличие плотностной анизотропии в неогеновых породах Северного Сахалина дает основание полагать в них анизотропию упругих свойств. Это подтвердилось в ходе сейсморазведочных работ методом общей глубинной точки (МОГТ), проведенных в 1972–1979 гг. А.Н. Телегиным с коллегами: на 5 площадях (рис. 1) обнаружен избыток (10–15 %) скорости сейсмических волн на широтных трассах по сравнению с меридиональными. Полученный результат укрепляет предыдущий вывод тем более, что глубина изучения отложений в этом методе достигала 5 км.

Следующий параметр – пластовое давление, замеры которого выполнены более чем на 100 площадях, а их число превышает 1000.

Представление о пластовом давлении возникло при изучении грунтов [6], интенсивность уплотнения которых под влиянием внешней нагрузки соответствует расходу вытесняемой жидкости. Давление в жидкой фазе грунта называют поровым или пластовым. Грунтовая (гидростатическая) модель характеризует четвертичные отложения Сахалина на глубину нескольких десятков метров.

В более плотных (неогеновых) отложениях острова распределение гидравлических напряжений до

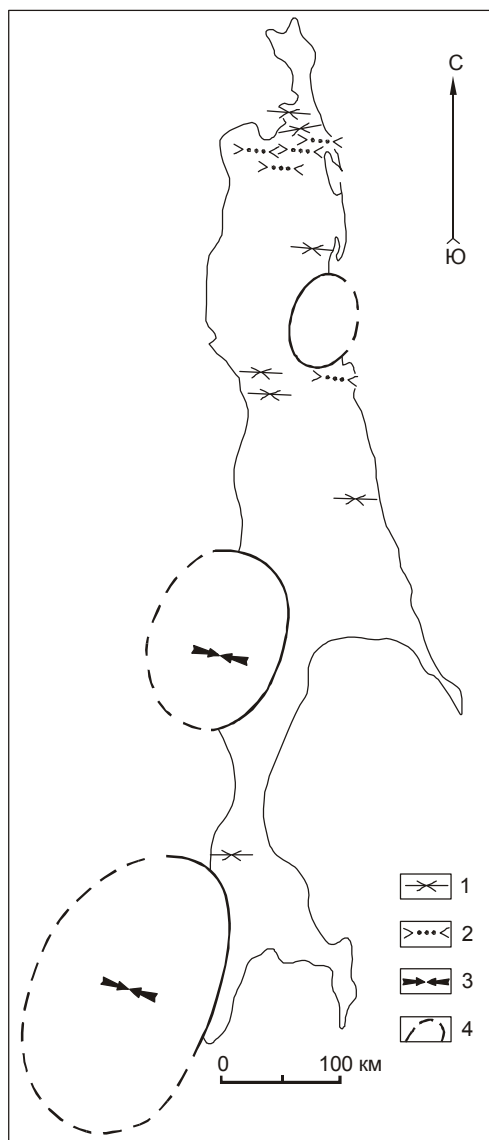


Рис. 1. Ориентация сжатия в недрах Сахалина по:

1 – плотностным картам; 2 – максимальным значениям скорости сейсмических волн; 3 – определениям механизма очага Монеронского (1971 г.) и Углегорского (2000 г.) землетрясений; 4 – контуры наблюдаемой изосейсты 6 баллов от землетрясений (с юга на север): Монеронского, Лесогорско-Углегорского и Ногликского [10].

глубины 4.5 км сводится к следующим моделям. В пористой породе вся внешняя нагрузка приходится на ее каркас, а находящаяся в порах свободная вода испытывает давление, мало отличающееся от гидростатического. В трещиноватых породах, залегающих в более глубоких горизонтах, передача внешней нагрузки от каркаса породы в ее трещинную полость определена формой сечения трещины, упругими модулями породы и разницей между стрессом и гидравлическим напряжением [18]. Возникающее при этом

давление в открытых гидравлических трещинах близко гидростатическому.

В трещиноватом резервуаре, не имеющем стока, возможно образование аномально высокого пластового давления (АВПД). Обычно полагают, что зону АВПД характеризуют пластовые давления, превышающие гидростатическое в 1.3 раза и более. В недрах острова обнаружены две такие зоны: вдоль Центрально-Сахалинского (на юге) и Северо-Сахалинского глубинных разломов (рис. 2). В северной зоне на площади Пильгун (глубина 1420 м) пластовое давление больше гидростатического в 1.63 раза.

При объяснении эффекта АВПД надо учитывать, что: 1) все осадочные породы Сахалина, начиная с плиоценовых и древнее, в той или иной мере трещиноваты; 2) отложения, в которых измерялось пластовое давление, залегают близгоризонтально и имеют тектоническую трещиноватость, ортогональную напластованию [12].

Наличие АВПД означает, что отток из трещиноватых отложений перекрыт, ибо время диссипации АВПД в случае оттока не более нескольких часов, если принимать в расчет среднюю проницаемость сахалинских коллекторов 0.1 Д и возможный избыток пластового давления 10 МПа. Поэтому надо допустить такую ориентацию внешних усилий, при которой вероятность замыкания трещин будет наибольшей. Поскольку положение трещин в изучавшихся пластах в основном вертикальное, то наиболее эффективным усилием является горизонтальное сжатие. Если привлечь плотностные и упругие характеристики осадочных пород (рис. 1), то они уточняют его ориентацию как субширотную.

Из распределения пластовых давлений следует, что прогибы Сахалина (рис. 2) до глубины 4.5 км нагружены в основном гидростатически. Вдоль глубинных разломов острова прерывисто прослежены зоны АВПД. Небольшая ширина таких зон (до 5 км) обусловлена, видимо, концентрацией стресса на границах литосферных плит, как это наблюдается на разломе Сан-Андреас [19].

Итак, благодаря многолетним усилиям геологоразведочных организаций Сахалина установлены три компоненты регионального поля напряжений – каркас острова по латерали растянут в меридиональном и сжат в широтном направлениях, а его прогибы до глубины 4.5 км нагружены гидростатически.

Современные движения земной коры. Согласно карте вертикальных движений [8], суммировавшей наблюдения за 1956–1980 гг., средние скорости поднятий и опусканий равны 3–4 мм/год. Она подчеркивает унаследованное развитие основных мор-

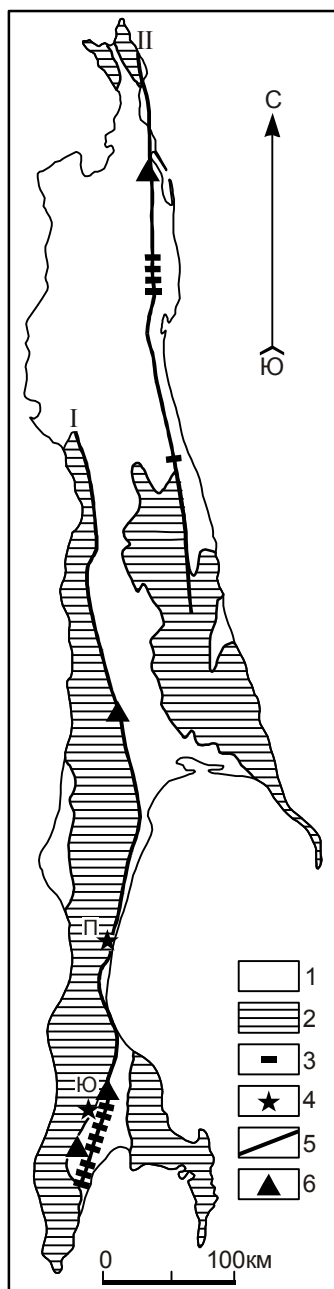


Рис. 2. Морфоструктурная схема о.Сахалин.

1 – прогибы, где измерялось пластовое давление; 2 – поднятия и хребты; 3 – площади АВПД; 4 – грязевые вулканы: П – Пугачевский, Ю – Южно-Сахалинский; 5 – глубинные разломы, по [13, 14]: I – Центрально-Сахалинский, II – Северо-Сахалинский; 6 – геодезические полигоны.

фоструктур Сахалина – поднятие хребтов и погруженные впадин.

Горизонтальные движения изучают с 1975 г. на полигонах, пересекающих глубинные разломы острова (рис. 2). На Тепловодском полигоне вблизи Южно-Сахалинского грязевого вулкана в 1979 г. за-

фиксировано левостороннее смещение (43 мм) верхнемелового крыла Центрально-Сахалинского глубинного разлома, тогда как в другие эпохи наблюдали правосторонние движения от нескольких до 15–20 мм [2]. Позже выяснилось [15], что это – результат регионального стресса величиной 10^{-5} , который предшествовал поддвигу Тихоокеанской плиты.

На Орловском полигоне (Средний Сахалин) левосторонний сдвиг (56–67 мм) верхнемелового крыла Центрально-Сахалинского разлома окончился землетрясением с $M=4.9$ в конце 1984 г. [3]. Неогеновое крыло этого разлома оставалось неподвижным в 1983–1984 гг. (рис. 3). Изложенную ситуацию прояснили геологические наблюдения в обнажениях: в основании верхнемеловой чешуи залегает пласт тектонических брекчий видимой мощностью 3 м, что свидетельствует о подобном механизме сдвига в течение продолжительного времени.

Сделаем два замечания. Согласно изложенным данным, левые сдвиги – более значимые движения в недрах, чем правые. Последние являлись компенсирующими, возвращая состояние недр к механическому равновесию.

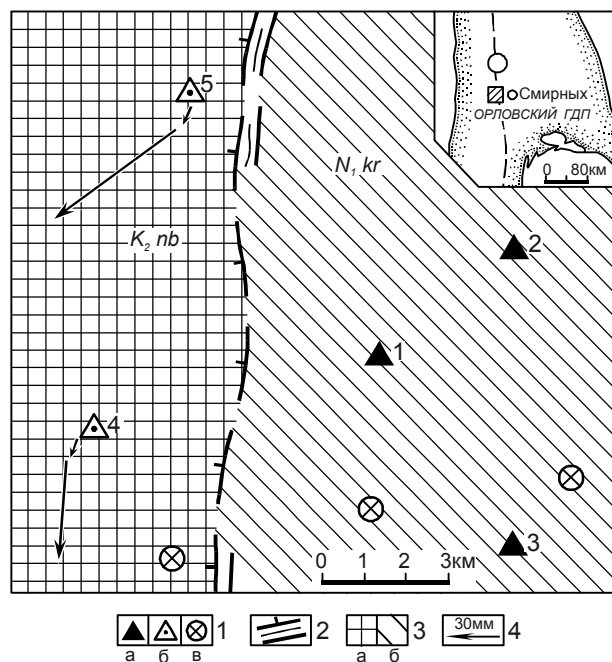


Рис. 3. Горизонтальные движения на Орловском полигоне в 1983–1984 гг. [3].

1 – стабильные (а) и подвижные (б) пункты плановой сети, в – нивелирные реперы; 2 – зона Центрально-Сахалинского глубинного разлома; 3 – отложения верхнего мела (а) и неогеновые отложения (б); 4 – масштаб вектора смещения. На врезке – положение Орловского полигона и эпицентр Онорского землетрясения 1984 г.

Заметим также, что установленные скорости горизонтальных движений (56–67 мм/год) более чем на порядок превышают вертикальные, что приводит к значительным смещениям за геологическое время: начиная с плиоцена горизонтальное смещение крыльев Северо-Сахалинского глубинного разлома на севере острова составило 14 км, а в центральной его части – 25 км [13]. Если сопоставить эти цифры с высотой рельефа Сахалина (~1.6 км), который формируется также с плиоцена, то разница в масштабах обоих видов движений достигает такого же порядка.

Сейсмичность характеризует энергетику землетрясений, их распределение в регионе и связь с тектоническими структурами.

Регистрацию землетрясений в недрах острова осуществляют с 1906 г. Она представительна для событий с $M \geq 5.0$ на Южном и Среднем Сахалине с 1928 г. Большая часть (~96%) очагов сахалинских землетрясений с $M \geq 4.5$ фиксируются на глубинах от 10 до 20 км [10]. Считается, что они возникают при разрядке касательных напряжений, ибо в силу значительного литостатического сжатия (до 500 МПа) в очагах наиболее вероятны горизонтальные движения. Максимальная интенсивность – 8 баллов – наблюдалась при Лесогорско-Углегорском (1924 г.), Анивском (1951 г.), Монеронском (1971 г.) и Углегорском (2000 г.) землетрясениях.

Макросейсмическое изучение Ногликского (1964 г.), Лесогорско-Углегорского и Монеронского землетрясений показало (рис. 1), что эллипсы изосейст сжаты по широте и вытянуты вдоль Сахалина, подчеркивая, тем самым, влияние бокового сжатия. Оценка механизма очага Монеронского землетрясения выявила [4], что оси сжатия ориентированы субширотно (рис. 1) и близгоризонтально. Это решение позволяет выбрать плоскость разрыва в очаге: смещение тектонических блоков произошло, скорее всего, вдоль пологой плоскости (50°), тогда как крутая (72°) – являлась фиктивной и была бы заперта горизонтальным сжатием. Такой же вывод получен и по Углегорскому землетрясению (сообщение Л.Н. Поплавской). В рифтах, где преобладают условия растяжения, подвижной будет крутая плоскость.

Итак, боковое сжатие распространяется на глубокие недра изучаемых районов и служит источником касательных напряжений, разрядка которых приводит к землетрясениям и горизонтальным подвижкам. Это подтверждает распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 5.0$, приуроченных к глубинным разломам или сдвигам (по В.С. Рождественскому*, простирающимся западнее и восточнее Западно-Сахалинских гор) (рис. 4). Западный глубинный разлом

состоит из нескольких кулисно расположенных разрывов на острове и его шельфе, вдоль которых картируют интрузии долеритов, вулканические центры и происходят сильные землетрясения.

Возможны и другие способы разрядки напряжений.

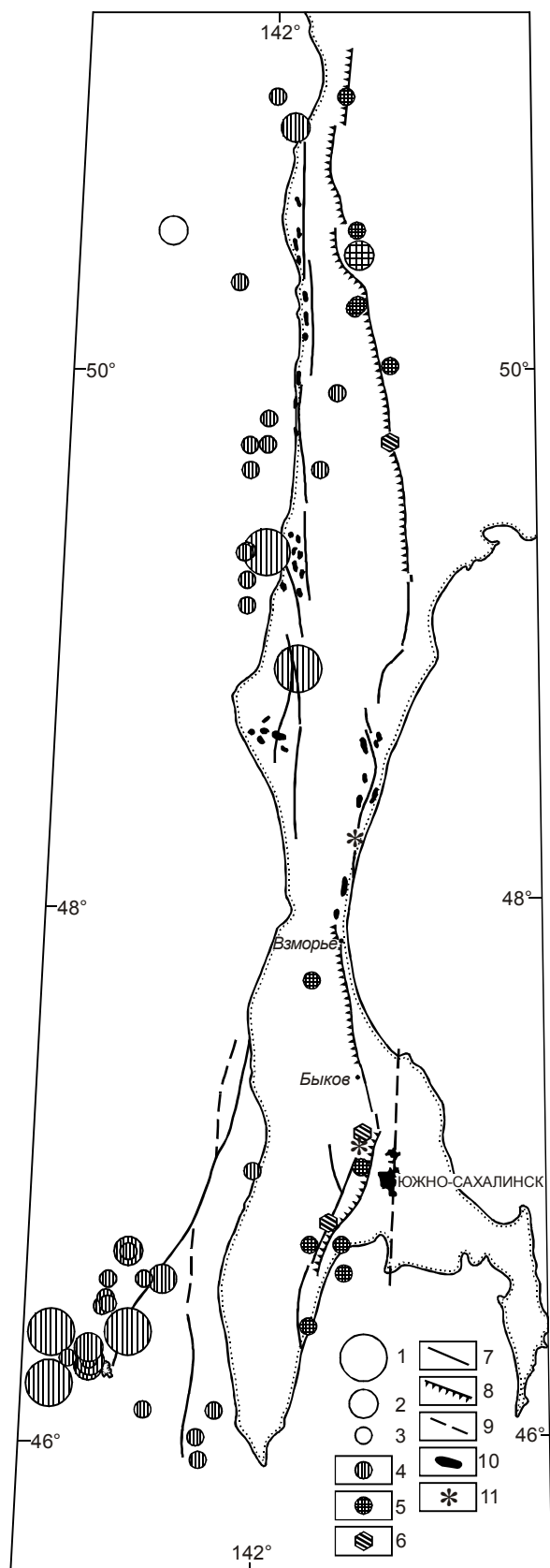
Асейсмичный крип и грязевый вулканизм. Пьезометрические и геодезические наблюдения в середине 1979 г. зафиксировали деформацию сжатия на Центрально-Сахалинском глубинном разломе. Это было субширотное горизонтальное сжатие величиной 10^{-5} , окончившееся левосторонней подвижкой (43 мм) западного крыла разлома, где расположен Южно-Сахалинский грязевый вулкан. В конце 1979 г. он возобновил свою эксплозивную деятельность после 20 лет молчания.

Грязевый вулканизм на Южном Сахалине – редкое явление природы: только в XX веке наблюдали 14 извержений Пугачевского и Южно-Сахалинского грязевых вулканов, действовавших в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома (рис. 4). Первый из них находится на перешейке Поясок, где не фиксировали землетрясений с 1906 г. Видимо, разрядка напряжений происходила здесь путем медленных движений (крип), которые завершались грязевулканическими выбросами. Для проверки этой гипотезы рассмотрим вначале режим и энергетику Пугачевского вулкана.

Известно**, что на Пугачевском вулкане в 1906 г. отсутствовали сопочные отложения. Затем, начиная с 1910 г., произошло 11 извержений, особенности которых можно свести к двум моделям: грязевая масса поступала на поверхность Земли путем эксплозий (взрыв грязевой пробки и выброс значительных объемов газа и сопочной брекчии) или при ее медленном продавливании через трещины. Последний режим характерен для извержений 1910 и 1980 гг., а первый – для остальных выбросов Пугачевского и извержений Южно-Сахалинского вулкана в 1959 и 1979 гг. При оценке энергии выброса за расчетную высоту (всех выбросов одного извержения) принималась минимальная из наблюдавшихся. Подъем массы грязи на эту высоту происходил благодаря струйному истечению газа из кратера вулкана.

*Рождественский В.С. Роль сдвиговых дислокаций в формировании месторождений углеводородов на о.Сахалин (Фонды Института морской геологии и геофизики). 1995. 167 с.

**Уеда М. Грязевый вулкан Магунтан. Изв.о-ва изучения памятников природы (на япон. языке) (Фонды Института морской геологии и геофизики). 1938.



Выбор Пугачевского грязевого вулкана в качестве примера обусловлен его расположением на асейсмичном перешейке Поясок, что позволяет связывать его энергетику (рис. 5) с глубинным процессом, протекающим без землетрясений. Будем полагать, что эксплозии грязевых вулканов на Южном Сахалине завершали разрядку напряжений (это наблюдали в 1979 г.). Отсюда следует, что энергия выброса составляет малую долю энергии горизонтального движения тектонических блоков на Центрально-Сахалинском разломе. Очевидно, что различным по энергии выбросам отвечала различная энергия крипа, и эту зависимость, в первом приближении, будем считать линейной. Тогда, полагая, что энергия крипа 1979 г. превышала энергию Монеронского землетрясения 1971 г. в 1.5 раза, оценим энергию других криповых подвижек на этом разломе, используя данные рис. 5. Результаты оценки дополнены землетрясениями с $M \geq 5.0$, которые произошли с 1906 г.

Миграция напряжений. Сводка оценок (рис. 6) позволяет проследить за эволюцией сейсмичности и крипа в XX веке. Одномерное представление данных о землетрясениях понятно из рис. 4, где видно, что глубинные разломы (и относящиеся к ним эпицентры) простираются практически меридионально. Полагая землетрясение следствием разрядки касательных напряжений в очаге, можно считать, что изучаемая последовательность (рис. 6) обусловлена миграцией напряжений в недрах. Намечаются две схемы такой миграции.

Первую можно считать афтершоковой, ибо она характеризует разрядку напряжений в окрестности основного толчка. Так, после Онорского ($M=6.1$, 1909 г.) и Лесогорско-Углегорского ($M=6.8$) землетрясений произошли еще несколько толчков меньшей силы ($M=5.2-5.5$). Их очаги располагались севернее основных (рис. 6), а скорость миграции тектонических усилий вдоль глубинных разломов составила от 4 до 8 км/год.

Вторая схема миграции напряжений более примечательна. Если ввести ограничения $M \geq 6.0$ ($E \geq 10^{15}$ Дж),

Рис. 4. Схема геолого-геофизической информации для Южного и Среднего Сахалина.

Эпицентры землетрясений: 1 – $M=6.6-7.2$; 2 – $M=5.8-6.5$; 3 – $M=5.0-5.7$, приуроченные к: 4 – Западно-Сахалинскому, 5 – Центрально-Сахалинскому глубинным разломам, 6 – геодезические полигоны (с юга на север): Южный, Тепловодский и Орловский. Разломы, по В.С. Рождественскому: 7 – сбросы, 8 – надвиги и взбросы, 9 – погребенные. 10 – долериты и габбродиабазы, 11 – грязевые вулканы.

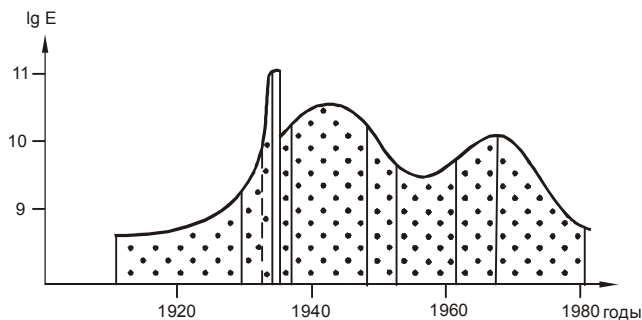


Рис. 5. Динамика извержений Пугачевского грязевого вулкана в XX веке. Значения энергии даны в джоулях.

то можно выделить общий для Южного и Среднего Сахалина фронт разрядки напряжений, объединивший сейсмичность и крип разломов и перемещавшийся с севера на юг со средней скоростью 10 км/год (рис. 6). С его появлением на широтах, где находятся грязевые вулканы, последние начинают свою эксплозивную деятельность (рис. 5).

Итак, нужно предложить модель, объединяющую обе схемы миграции напряжений. Одна из них является зависимой, отражая релаксацию напряжений в недрах после основного толчка. Так, после Лесогорско-Углегорского землетрясения 1924 г. разрядка напряжений в его окрестности продолжалась 10 лет, а после извержения Пугачевского грязевого вулкана 1934 г. – 46 лет (рис. 5, 6). Кинематически это означает, что левосторонняя подвижка на глубинном разломе вследствие землетрясения или крипа затем

должна сменяться правосторонними смещениями после афтершоков. В этом случае фронт напряжений, диффундирующий вдоль глубинного разлома, из-за бокового сжатия его крыльев возвращается (отражается) и идет в обратном направлении. Такой механизм напоминает упругую отдачу Рейда, но он реализуется со скоростью, которая на 7 порядков меньше скорости сейсмических волн.

Дж. Райс [11] и др. изучали распространение деформационного фронта через земную кору на основе обобщения модели Эльзассера. Они учитывали вязкоупругое сцепление литосферы и астеносферы, которое создает возвратное движение волны напряжений по плите. Но по мере релаксации астеносферы часть возмущения передается и в соседние участки плиты, ускоряя процесс их нагружения и подготавливая в них последующие тектонические события.

В изучаемых недрах эта передача возмущения (напряжений) зависела от того, какой отрезок глубинного разлома – зону сжатия или растяжения – проходит деформационный фронт. Так, между Лесогорско-Углегорским землетрясением 1924 г. и самой сильной эксплозией Пугачевского вулкана прошло 10 лет, в течение которых высвободившиеся напряжения прорелаксировали в зоне сжатия (рис. 6) и накопились в соседней (с юга) зоне растяжения. Далее тектонический процесс перемещается в южную зону, где накопление и разрядка напряжений между начальными эксплозиями обоих вулканов (1934 и 1959 гг.) продолжались 25 лет. Переход фронта еще южнее, на широту Монеронского землетрясения

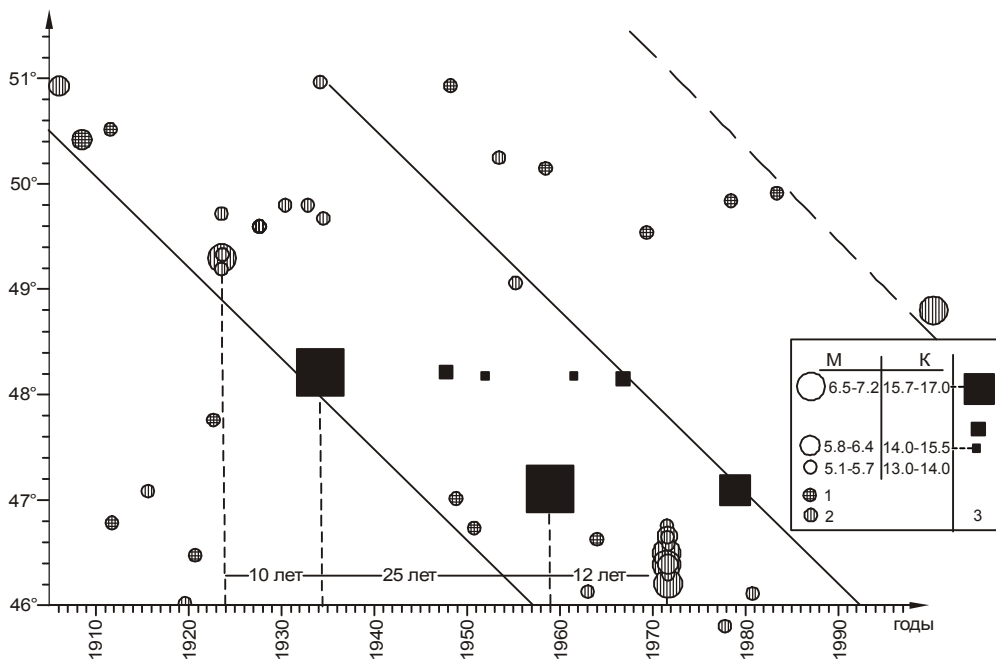


Рис. 6. Последовательность и энергетика сейсмичности и крипа в недрах Южного и Среднего Сахалина в координатах "географическая широта – время". Эпицентры землетрясений, приуроченные к: 1 – Центрально-Сахалинскому и 2 – Западно-Сахалинскому глубинным разломам; 3 – энергетическая шкала крипа.

1971 г., произошел вдвое быстрее – за 12 лет, что близко времени релаксации напряжений после Лесогорско-Углегорского землетрясения 1924 г.

Установлено [14], что зоны растяжения Центрально-Сахалинского глубинного разлома дислоцированы сбросами, а зоны сжатия – чешуями надвигов (рис. 4). Скорость тектонического нагружения зоны надвига больше, чем сброса в $2/(1-\nu) \approx 2.5$ раза [11], где ν – коэффициент Пуассона, значение которого для горных пород равно 0.22 [7]. Эта зависимость объясняет различную продолжительность релаксации напряжений в зонах сжатия и растяжения глубинного разлома – в среднем 10 и 25 лет.

Очевиден вопрос: как с помощью коэффициента Пуассона найдены столь удовлетворительные оценки? Представление о нем получают [17] при испытаниях образцов горных пород на одноосное сжатие, где коэффициент Пуассона есть тангенс угла наклона экспериментальной кривой в координатах "поперечная–осевая деформации", т.е. это дифференциальная мера деформации в этой модели. Но она вполне приложима к недрам изучаемых районов, нагруженным боковым (поперечным) сжатием и ортогональным ему деформационным фронтом (не учитывая гидростатического сжатия от веса пород).

Волноводы земной коры. Упругие напряжения распространяются так же, как и сейсмические волны, следуя принципу Ферма и "выбирая" такую трассу в земной коре, которая будет пройдена за наименьшее время. Последнее условие означает также выбор наиболее высокоскоростной трассы или наиболее плотной среды вдоль нее.

Установлен и другой тип корового волновода [9], выраженный зоной трещиноватости или разломом. Сейсмическая волна, попадая в разлом, распространяется в нем, отражаясь от его бортов.

Классический вариант волновода возможен в горных породах высокой плотности, например в пластовой интрузии долеритов, залегающей среди осадочных пород. Такие тела закартированы вдоль Западно-Сахалинского и Центрально-Сахалинского глубинных разломов (рис. 4): в зоне первого их протяженность на поверхности достигает 2–3 км, а мощность – 200–300 м, во втором случае – 7–12 км и 300 м, соответственно [5]. Форма залегания тел разнообразна – силлы, дайки, купола, но преобладают пластовые формы. Чаще это основные породы – долериты, габбродиабазы, однако встречаются андезиты и кварцевые порфиры. Плотность долеритов и габбродиабазов равна 2.98 г/см^3 , а вмещающих пород – $2.15\text{--}2.30 \text{ г/см}^3$ [16] что соответствует скорости

распространения продольных волн 7 км/с в интрузивах и $1.85\text{--}2.75 \text{ км/с}$ во вмещающих породах [1].

Итак, глубинные разломы и приуроченные к ним интрузии долеритов и габбродиабазов – основные волноводы в недрах Южного и Среднего Сахалина. Эти структуры существуют с конца плиоцена и создают необходимые условия для распространения деформационного фронта благодаря минимальной диссипации напряжений. Расстояние между разломами варьирует от 10 до 40 км, поэтому землетрясения с $M \geq 6.0$ (1906, 1909 и 1924 гг.) возникали вдоль них в шахматном порядке, исключаящем перекрытие очаговых полей напряжений. Переход деформационного фронта на Центрально-Сахалинский глубинный разлом и начало эксплозивной деятельности Пугачевского грязевого вулкана (1934 г.) объясняет рис. 4: другого волновода в недрах перешейка Поясок нет. Неординарными для Сахалина были Монеронские землетрясения 1971 г. – 4 толчка с $M \geq 6.0$ в сентябре (из них основной с $M=7.2$) и один форшок в мае с $M=6.1$.

Хотя аналогия не все проясняет, но все же вспомним серию Итурупских землетрясений в марте 1978 г. – в течение недели произошли 4 толчка с $M \geq 7.0$, которые завершились землетрясением с $M=8.0$. Такая энергичная разгрузка недр не была случайной: она предшествовала образованию в конце 1978 г. стоячей волны горизонтального сжатия, релаксация которой привела к поддвигу Тихоокеанской плиты в 1981 г. [15].

ВЫВОДЫ

Выше приведены две независимые оценки продолжительности тектонического цикла в недрах – повторяемость землетрясений с $M \geq 6.8$ вблизи г. Углегорска в период 1906–1981 гг., в течение которого происходили землетрясения, извержения грязевых вулканов, крип разломов, а также поддвиг Тихоокеанской плиты (рис. 6), [15]. Обе оценки практически совпадают – 76 и 75 лет. Этот цикл делится на две неравные эпохи: 72-х летняя эпоха разгрузки недр Южного и Среднего Сахалина во время землетрясений, горизонтальных подвижек тектонических блоков и извержений грязевых вулканов и 3-х летняя эпоха нагружения окраины Евразийской плиты стоячей волной сжатия. Объяснение такой продолжительности цикла еще впереди, но то, что Углегорским землетрясением 2000 г. начат следующий этап тектонической активности, можно принять рабочей гипотезой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. Сейсмические волны в пористых насыщенных породах. Владивосток: Дальнаука, 1999. 108 с.

2. Василенко Н.Ф., Богданова Е.Д. Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 45–49.
3. Василенко Н.Ф., Богданова Е.Д. Геодезические предвестники Онорского землетрясения 22 декабря 1984 г. на Среднем Сахалине // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 72–80.
4. Воробьёва Е.А. Механизм очага Монеронского землетрясения по инструментальным данным // Сейсмическое районирование Сахалина / Ред. С.Л.Соловьёв. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 68–76.
5. Геология СССР. Т. 33: Сахалин / Ред. В.Н.Верещагин. М.: Недра, 1970. 431 с.
6. Герсеванов Н.М., Польшин Д.Е. Теоретические основы механики грунтов и их практические приложения. М.: Стройиздат, 1948. 248 с.
7. Дук А.Е., Капустянский С.М., Николаевский В.Н. Взаимодействие сейсмических волн с дилатирующим разломом // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1993. № 5. С. 51–58.
8. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин. 1:1 250 000. М.: ГУГК СССР, 1981.
9. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоённость земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.
10. Оскорбин Л.С. Сейсмичность Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина / Ред. С.Л.Соловьёв. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 3–22.
11. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
12. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 164 с.
13. Рождественский В.С. Сдвиги северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 1975. № 2. С. 85–97.
14. Рождественский В.С. О сдвиговых перемещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о.Сахалин // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 3. С. 678–680.
15. Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф., Соловьёв В.Н. Распространение волны тектонических напряжений по Евразийской плите в 1978–1983 гг. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 701–709.
16. Тихомиров В.М. Плотность горных пород и геологическое картирование в условиях Сахалина. М.: Наука, 1970. 111 с.
17. Троллоп Д.Х., Бок Х., Бест Б.С., Уоллес К., Фултон М.Дж. Введение в механику скальных пород. М.: Мир, 1983. 276 с.
18. Pollard D.D. On the form and stability of open hydraulic fractures in the earth's crust // Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3, N 9. P. 513–516.
19. Turcotte D.L. Stress accumulation and release on the San Andreas fault // Pure and Appl. Geophys. 1977. V. 115, N 1-2.

Поступила в редакцию 26 мая 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

S.M. Saprygin

Tectonic recurrence in the South and Middle Sakhalin entrails from instrumental data

If geophysical, piezometric, geodetic and other instrumental data are used, then our notions of tectonic recurrence are changed. It appears that a sequence of tectonic events was realized in the South and Middle Sakhalin entrails during 75 years (1906-1981): strong earthquakes, horizontal movements, mud volcano eruptions and the Pacific plate subduction took place. This recurrence consists of two parts: a 72-year epoch of the entrails unloading by earthquakes, creep faults and mud volcano eruptions, and a three-year period of loading of the Eurasian plate margin by standing wave of horizontal compression.

РАСПРЕДЕЛЕННЫЙ БАНК ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО НЕФТИ И ГАЗУ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

В.И. Исаев, Н.В. Шпакова**, О.С. Исаева***

**Томский политехнический университет, г. Томск*

***ГП "Дальневосточный центр информатики и геологических исследований", г. Южно-Сахалинск*

В ГП "Дальинформгеоцентр" на основе интегрированных цифровых пакетов геолого-геофизических данных нефтегазоносных осадочных бассейнов создан распределенный банк данных Сахалинской области. В качестве сервера реляционных баз данных использована СУБД **Oracle**, в клиентской части – графическая система **ArcView**, поддерживающая связь с разнородными СУБД. Локальные вычислительные сети, созданные на основе структурированных кабельных систем, объединены через выделенную некоммутируемую телефонную пару. Скорость передачи данных единой вычислительной сети составляет 5–100 Мбит / сек.

Внутренними средствами **Oracle** и **ArcView** созданы виртуальные представления пользователей и обеспечена прозрачность размещения данных в сети, что решает проблемы избыточности и целостности данных, предельно упрощает работу пользователей с банком данных. Система обновления баз данных "рабочий проект" – "текущий проект" обеспечивает стандартизацию данных, а система администрирования "повсеместной проверки прав доступа" – защиту данных.

Распределенный банк данных является основной информационно-аналитической базой прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов и оперативного получения разнообразной информации для управления фондом недр. Основные перспективы развития банка данных заключаются в его наращивании данными по другим осадочным бассейнам Дальневосточного региона и создании региональной корпоративной вычислительной сети.

Ключевые слова: нефтегазоносный осадочный бассейн, банк геолого-геофизических данных, **Oracle**, **ArcView**, вычислительная сеть, система администрирования, прогноз нефтегазоносности, Сахалин, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В ГП "Дальинформгеоцентр" на основе концептуальной модели [6] с 1995 года осуществляется реализация программы [5] создания Государственного Дальневосточного регионального банка геолого-геофизических данных по нефти и газу. К середине 2001 года модель реализована в виде интегрированных цифровых пакетов по отдельным осадочным бассейнам в варианте сетевых графических интерфейсов пользователя [4]. В этой публикации был изложен ряд методологических аспектов проектирования банка данных, представлена информационная и логическая модель, приведены результаты физического проектирования и состояние эксплуатационной готовности баз данных. В работе [3] проблема создания регионального банка геолого-геофизических данных по нефти и газу рассмотрена как одна из проблем оценки нефтегазоматеринского потенциала

осадочных бассейнов Дальневосточного региона. Автоматизированный доступ к информационным ресурсам (ИР) банка данных позволяет оперативно анализировать огромное количество фактического геолого-геофизического материала для решения региональных и поисковых задач.

В настоящей статье рассматривается ряд методологических аспектов и результаты проектирования распределенного [7, 9] банка данных, реализованного на основе ИР нефтегазоносных осадочных бассейнов [1] Сахалина и прилегающего шельфа (рис.1). Будут рассмотрены следующие взаимосвязанные вопросы проектирования распределенного банка данных: создание реляционных таблиц, загрузка данных в СУБД **Oracle** и интеграция всех данных по всем осадочным бассейнам в единую систему; организация сетевой технологии и режима удаленного доступа; администрирование и обновление баз дан-

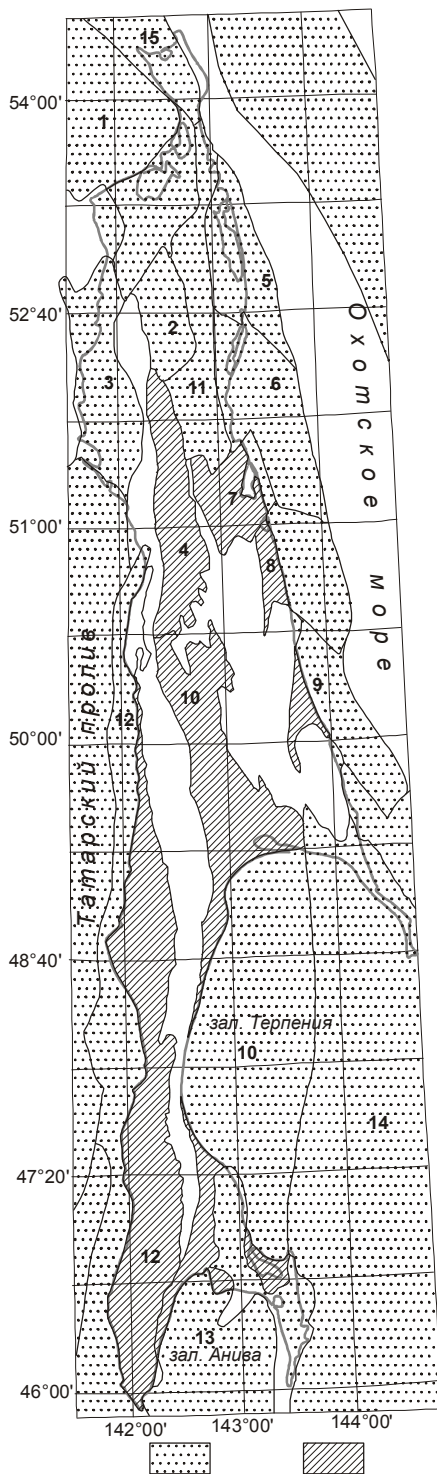


Рис. 1. Обзорная карта размещения осадочных бассейнов Сахалина – объектов формирования и ведения распределенного банка геолого-геофизических данных по нефти и газу (элементы тектонического районирования по В.М. Радюшу, 1988).

1 – площади, границы и номера осадочных бассейнов, прогибов, впадин, поднятий: 1 – Байкальский; 2 – Валский; 3 – Погибинский; 4 – Ныско-Тымский; 5 – Пильтунский (Пильтунская впадина); 6 – Чайвинский (Чайвинская впадина); 7 – Набильский; 8 – Лунский; 9 – Пограничный; 10 – Макаровский; 11 – Дагинский (Дагинское поднятие); 12 – Западно-Сахалинский (Александровский прогиб, Бошняковское поднятие, Ламанонский прогиб, Красногорское поднятие, Чеховский прогиб, Холмское поднятие, Крильонское поднятие); 13 – Анивский, 14 – залива Терпения; 15 – Шмидтовский (Шмидтовское поднятие). 2 – объекты ведения банка данных по состоянию на конец 2001 года.

Понять общую идею сети и распределенных баз данных не составляет труда. А сложные технические детали должны быть "спрятаны" от конечного пользователя. Пользователю предоставляется возможность работать с таким *виртуальным представлением* данных, которое более привычно для него. Обеспечивается *логическая прозрачность данных и прозрачность их размещения*, в результате чего пользователь может формировать запрос ко всем базам, находясь за отдельным клиентским местом, не указывая, куда переслать запрос.*

ЗАГРУЗКА И ОРГАНИЗАЦИЯ ДАННЫХ В СУБД ORACLE

Для создания баз геолого-геофизических данных были использованы системы **ArcView**, **Access**, **Gis DB**, **Internet Explorer**, **Excel** [4, рис. 2]. В качестве СУБД для формирования данных глубоких скважин была задействована **MS Access** [8]. При переходе на клиент-серверную технологию для работы с данными в режиме распределённого банка была привлечена СУБД **Oracle 7** [11]. Переход от **Access** к **Oracle** потребовал изменения в логической структуре баз данных, что позволило решить проблемы *избыточности* и *целостности* данных.

На рисунке 2, в качестве примера, отражён процесс реструктурирования и конвертирования в **Oracle** данных информационных блоков "Керн", "Петрофизика керн", "Химия керн", "Геохимия керн", "Биостратиграфия керн", "Палеонтологические и петрографические коллекции".

При создании общей таблицы "**KERN**" за основу берётся таблица "КАТАЛОГ ИНТЕРВАЛОВ" (информационный блок "Керн") (А). Затем с общей таб-

ных; реализация аналитических запросов пользователей.

Распределенный банк данных очень сложен, особенно в нашем случае, когда банк является неоднородным в отношении используемых СУБД, так как он включает разные типы данных и реализовывался по "восходящей методике проектирования" [4].

* "В то время, как нечто *виртуальное* представляется существующим, но не существует, нечто *прозрачное* представляется несуществующим, но фактически существует" [7].

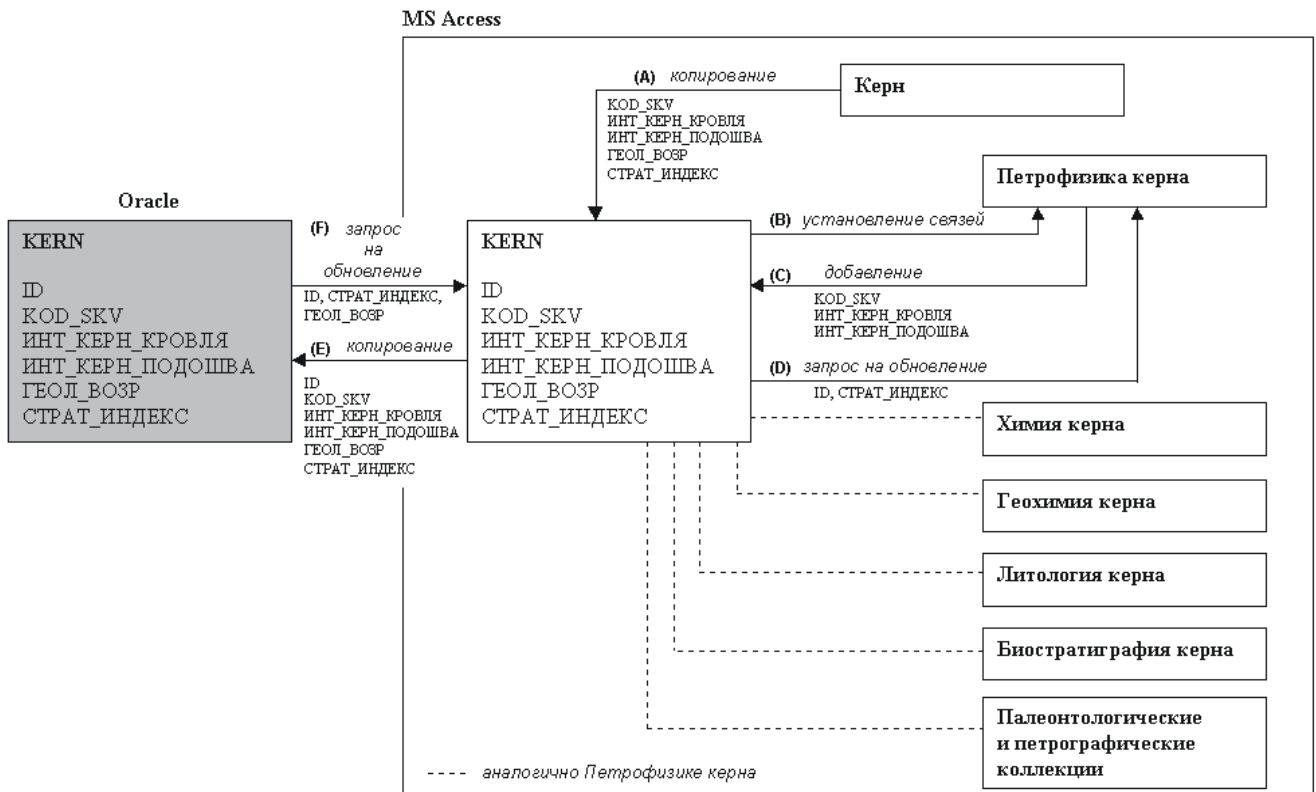


Рис. 2. Процесс реструктурирования и конвертирования из Access в Oracle данных информационных блоков "Керн", "Петрофизика ядра", "Химия ядра", "Геохимия ядра", "Литология ядра", "Биостратиграфия ядра", "Палеонтологические и петрографические коллекции".

Пояснения в тексте.

лицей устанавливается связь каталогов интервалов вышеперечисленных информационных блоков (B). Если связь не устанавливается по причине отсутствия интервалов в общей таблице, то необходимо добавить недостающие интервалы в общую таблицу (C). Стратиграфический индекс, взятый по "делу скважины" из таблицы "Стратиграфические разбивки", проставляется путём запроса на обновление в вышеупомянутых информационных блоках (D). Если таблица "KERN" в Oracle уже имеет данные, то следует проделать запрос на обновление (F) перед тем, как проделать шаг (D). После того, как будет сформирована общая таблица, данные этой таблицы можно загрузить в Oracle (E).

На рис. 3, в качестве примера, отражен процесс реструктурирования и конвертирования в Oracle данных информационных блоков "Открытый ствол. Опробование на каротажном кабеле" (OKK) и "Открытый ствол. Гидродинамический каротаж" (GDK). В поле "INF_BЛОК" проставляется "GDK" или "OKK". Для того чтобы исключить дублирующую информацию, каждая строка таблиц идентифициру-

ется индексом ID путём проставления или с помощью запроса на обновление.

На рисунке 4 приведён верхний уровень новой структуры данных в Oracle. А на рисунке 5, в качестве примера, показан логический информационный блок "Испытания в колонне", примыкающий к таблице "Главный каталог глубоких скважин". В новой структуре Oracle таблицы, имеющие одинаковую структуру и взаимосвязи, объединены, а также исключены дублирующие поля.

Во всех таблицах, созданных ранее в Access, убраны поля "расчётных" метаданных. Формирование этих полей в Oracle происходит с помощью разработанных пакетов [12, 13] при запуске "представлений". Так как пересчёт метаданных требует дополнительного времени, то сформированные "представления" записываются в соответствующие таблицы. Просчёт всех баз метаданных (БмД) осуществляется один раз в сутки.

Структура данных в Oracle является прозрачной для пользователя, который работает с виртуальными "представлениями", соответствующими связанной об-

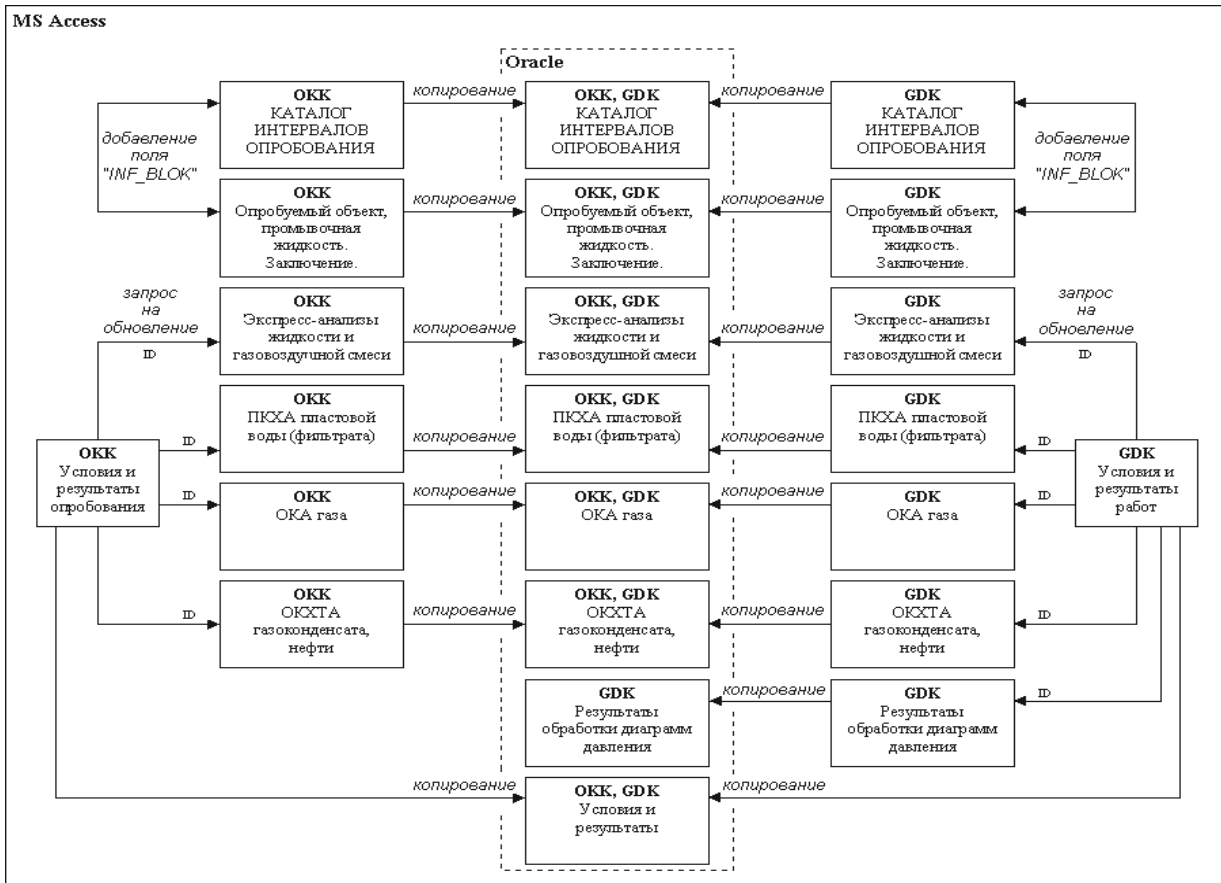


Рис. 3. Процесс реструктурирования и конвертирования из Access в Oracle данных информационных блоков "Открытый ствол. Опробование на каротажном кабеле" (ОКК), "Открытый ствол. Гидродинамический каротаж" (GDK).

ПКХА – полный комплексный химический анализ, ОКА – общий комплексный анализ, ОКХТА – общий комплексный химико-технологический анализ. Остальные пояснения в тексте.

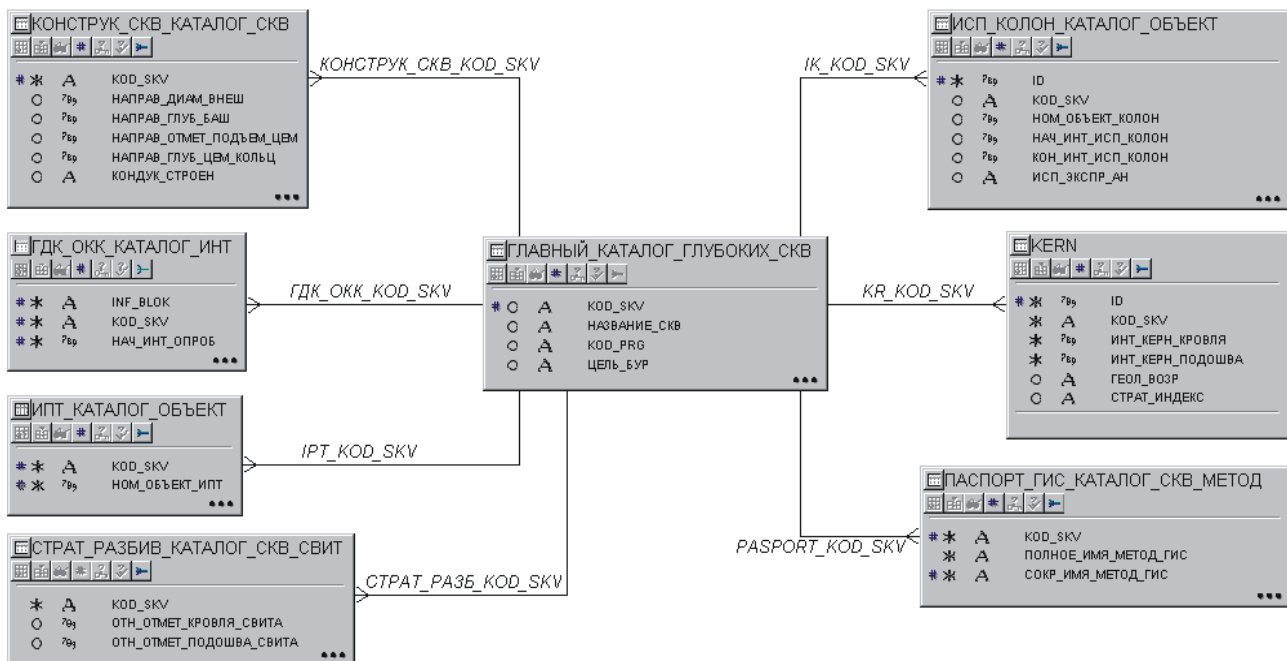


Рис. 4. Верхний уровень структуры данных глубоких скважин в Oracle.

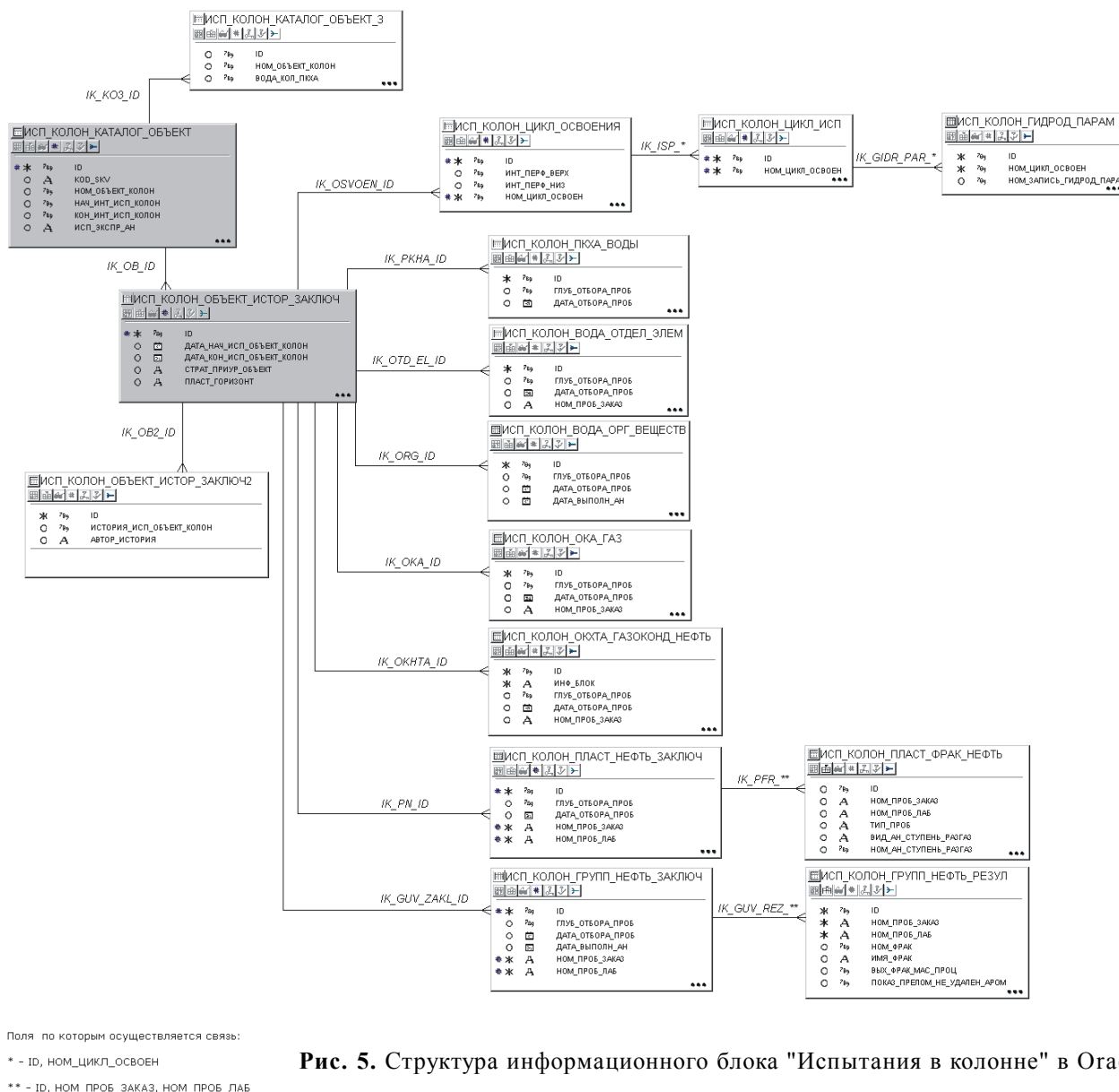


Рис. 5. Структура информационного блока "Испытания в колонне" в Oracle.

щей информационной структуре [4, рис. 2], уже получившей поступательное развитие (рис. 6).

РЕАЛИЗАЦИЯ СЕТЕВОЙ ТЕХНОЛОГИИ И УДАЛЕННОГО ДОСТУПА

В качестве модели реализации распределённого банка данных (многопользовательский режим и удалённый доступ) принята модель *клиент-сервер*, объединяющая удобства персональных компьютеров с централизованными и надёжными серверами (рис. 7). Клиент-серверные системы возлагают интенсивную обработку данных на сервер и оптимизируют сетевой трафик. Системы имеют три компонента: сервер баз данных, клиентское приложение и сеть.

Сервер баз данных (Oracle 7) эффективно и оптимально управляет реляционной базой для множества клиентов, которые одновременно у него этот ресурс запрашивают. Сервер защищает информацию с помощью средств организации доступа к данным, архивации/восстановления, централизованно отслеживает для всех клиентских приложений выполнение правил глобальной целостности данных.

Клиентское приложение – программа *ArcView*, обладающая графическим интерфейсом и возможностью организовывать связь с разнородными СУБД. Клиентское приложение обеспечивает пользователю просмотр данных, выполнение *аналитического* запроса, создание и распечатку отчёта (композиции). В

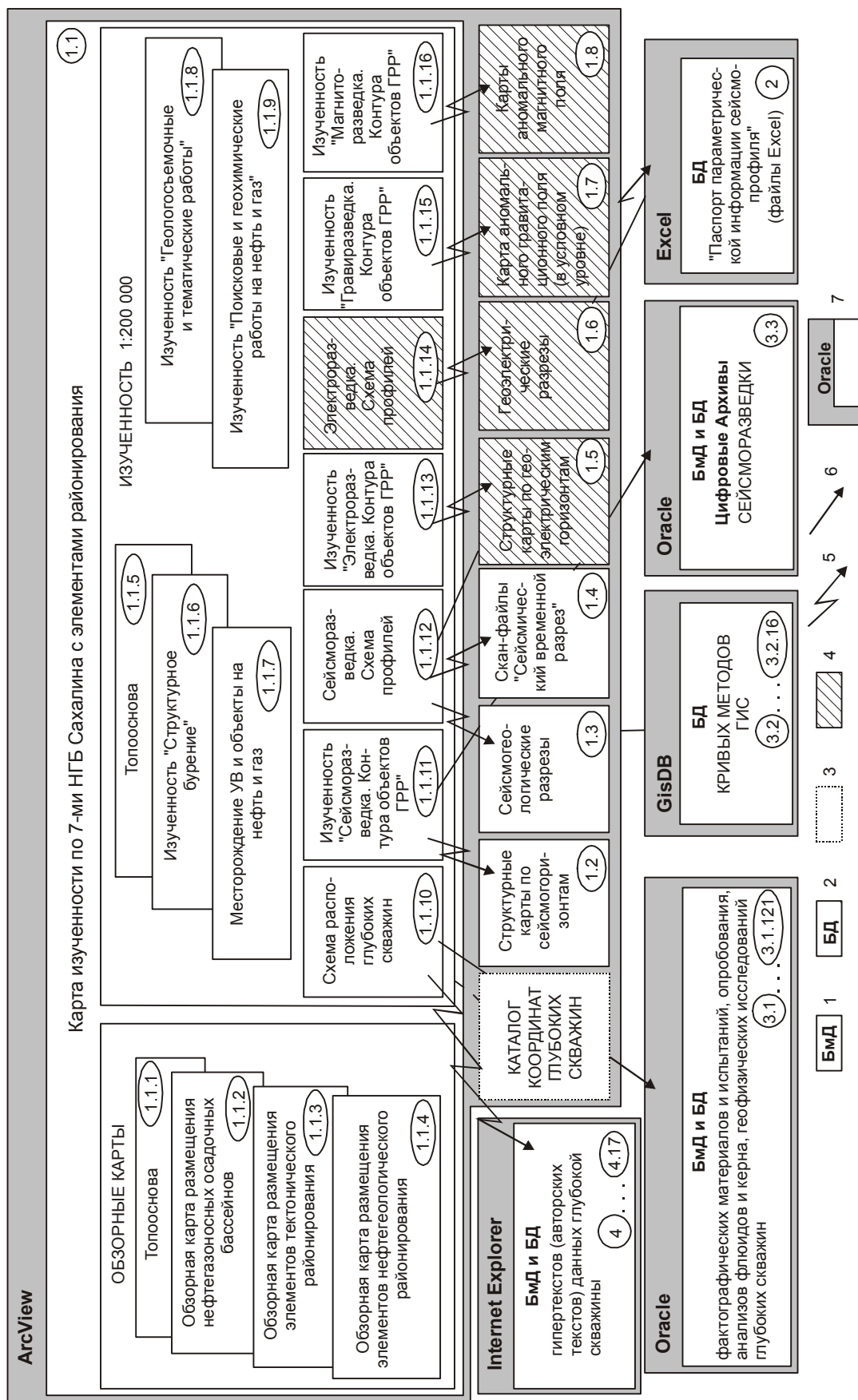


Рис. 6. Общая информационная структура и программная среда (СУБД) распределенного банка геолого-геофизических данных по нефти и газу Сахалинской области.

1 – база метаданных, каталог; 2 – база данных; 3 – информационные материалы на съемных магнитных носителях; 4 – планируемые информационные работы; 5 – “горячая” связь; 6 – связь через SQL-сервер; 7 – программная среда (СУБД).

клиентской части происходит запрос и получение информации от сервера баз данных. Для интерфейса используется встроенный конструктор запросов.

Сетевое программное обеспечение **Oracle SQL*Net** поддерживает все основные сетевые коммуникационные протоколы. Для удалённого доступа к данным **Oracle** с клиентских мест, расположенных как в здании Дальинформгеоцентра, так и за его пределами, используется протокол **TCP/IP**. Локальные вычислительные сети (ЛВС) созданы на базе структурированных кабельных систем с возможностью масштабирования до стандарта **100 Base-T**. Компьютеры в настоящее время оснащены сетевыми картами со спецификацией **10–100 Base-T**. Объединение ЛВС Дальинформгеоцентра и ЛВС Комитета природных ресурсов (КПР) по Сахалинской области, расположенных на расстоянии порядка **500 м**, выполнено на основе выделенной некоммутируемой телефонной пары с помощью модемов **Pair Gain MM-300S**. Скорость передачи данных единой вычислительной сети (ЕВС) составляет **5–100 Мбит/сек**.

Для удалённой работы с задачами, которые не являются первоочередными для перевода на технологию клиент-сервер, используется технология файл-сервера.

Пользовательский проект банка данных ("рабочий проект") представляет собой модуль [10] взаимосвязанных, но разделенных по узлам сети графических данных и табличных баз данных и включает в себя (рис. 8):

- 1) базу данных цифровых картографических материалов, сформированную в форматах ArcView;
- 2) базу данных полнотекстовых описаний по глубоким скважинам, сформированную в формате HTML;
- 3) базу каротажных кривых, сформированную в форматах Gis DB;
- 4) базу паспортов параметрической информации профилей сейсморазведки, сформированную в формате Excel;
- 5) базу метаданных и данных по глубоким скважинам, сформированную в программе Oracle;

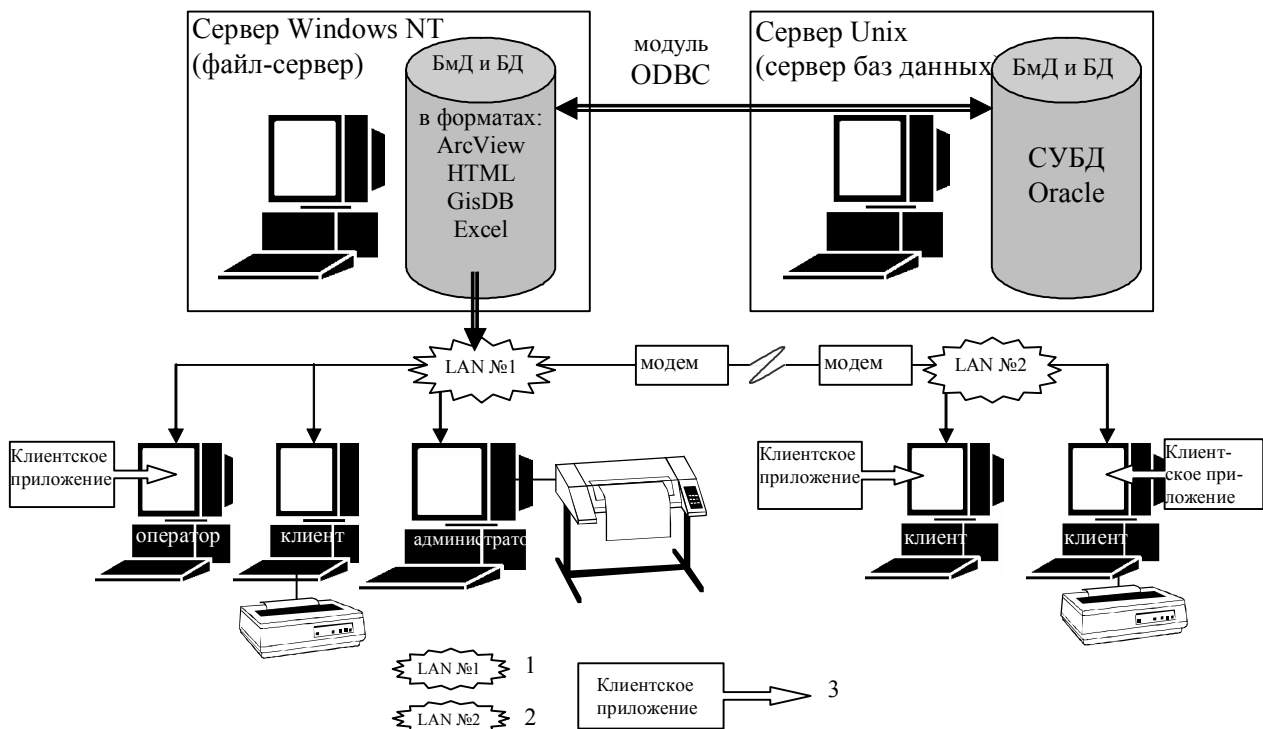


Рис. 7. Модель реализации распределенного банка геолого-геофизических данных по нефти и газу Сахалинской области.

1 – локальная вычислительная сеть Дальинформгеоцентра; 2 – локальная вычислительная сеть КПР по Сахалинской области; 3 – клиентское приложение, включающие программы ArcView, Oracle client, GisDB, Excel, Internet Explorer.

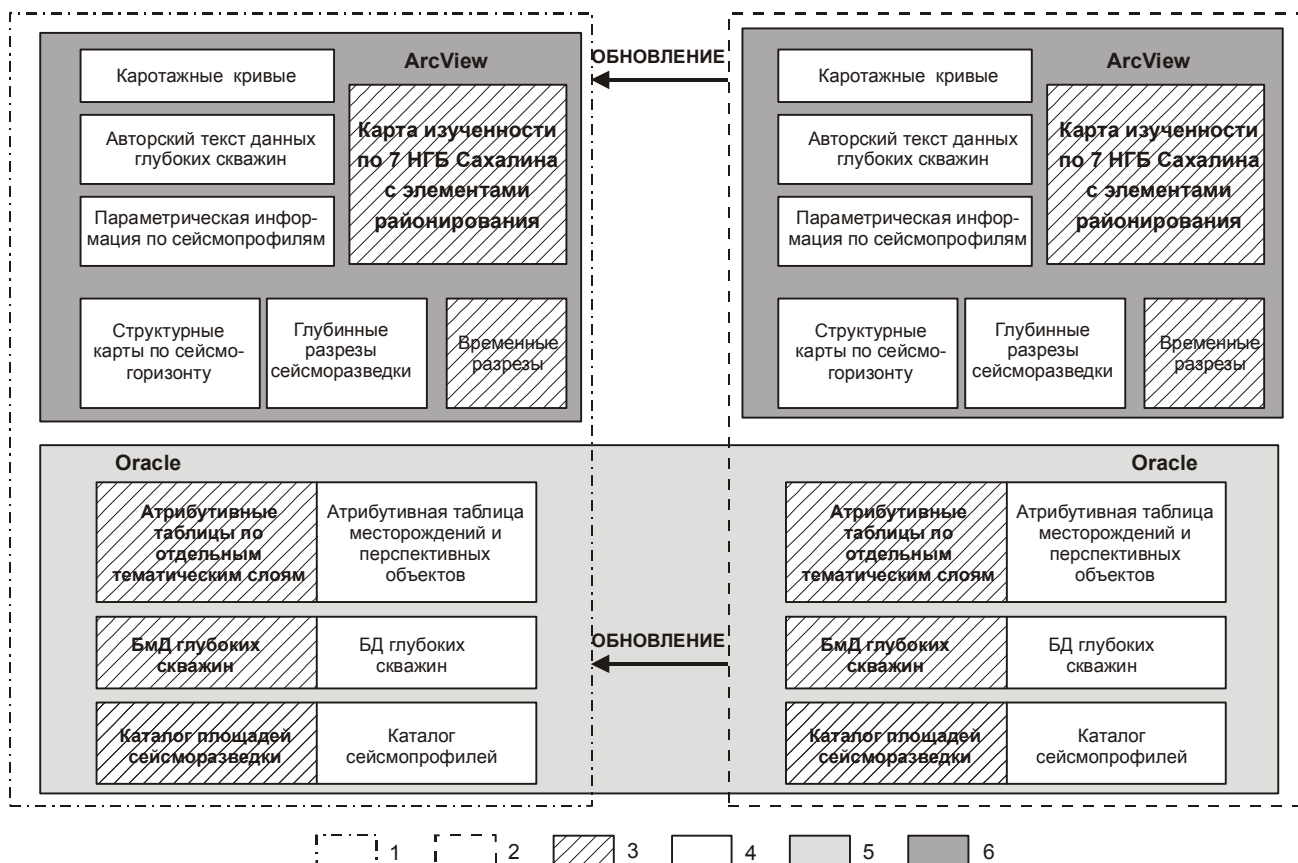


Рис. 8. Схема размещения, администрирования и обновления "рабочего проекта" банка данных.

1 – "рабочий проект", 2 – "текущий проект", 3 – общедоступные данные, 4 – данные с регламентированным доступом, 5 – данные, расположенные на сервере баз данных, 6 – данные, расположенные на файл-сервере.

б) базу справочно-ссылочных данных сейсморазведки, сформированную в программе Oracle.

Наличие единой концептуальной схемы всей сети (рис. 6, 7) и схемы, определяющей местонахождение данных в сети, "прописанной" внутренними средствами ArcView (скрипты ArcView), атрибутивными таблицами в Oracle и поддерживаемой посредством связи с SQL-сервером, обеспечивает логическую прозрачность данных и прозрачность размещения данных. В результате чего пользователь может формулировать запрос ко всем базам, находясь на отдельном клиентском месте, при этом не указывая, куда переслать запрос, чтобы получить требуемые данные. То есть пользователь как бы работает с централизованным банком данных.

АДМИНИСТРИРОВАНИЕ И ОБНОВЛЕНИЕ БАЗ ДАННЫХ

Здесь администрирование рассматривается в узком смысле – в обеспечении "секретности" в сети, что достигается методом повсеместной проверки прав доступа пользователей.

Администрирование банка данных условно делится на две части. Администрирование картографических данных, расположенных на файл-сервере, производится с помощью операционной системы Windows NT 4.0. Администрирование табличных данных, расположенных на сервере баз данных, осуществляется средствами СУБД Oracle 7.

Все пользователи, имеющие доступ к ЛВС или ЕВС, имеют свободный доступ для просмотра общедоступных данных "рабочего проекта" (рис. 8). Доступ к данным с регламентированным доступом определяется реестром пользователей. При составлении реестра предполагается, что пользователь обращается только к тем частям баз данных "рабочего проекта", которые необходимы ему для работы. В реестре учитывается: фамилия, должность пользователя; организация и отдел, где работает пользователь; место расположения компьютера пользователя; IP – адрес; список ограничений на картографические данные; список ограничений на табличные данные. Реестр составляется администратором банка данных на основе

заявок начальников отделов Дальинформгеоцентра и КПР, согласовывается с руководителем геологической службы КПР и утверждается директором Дальинформгеоцентра.

Внешнему пользователю "рабочего проекта" предоставляется право "только чтения", правом "обновления" обладает только администратор банка данных.

Для обновления находящегося в эксплуатации банка данных – "рабочего проекта" – формируется "текущий проект", к которому имеет доступ, персонал, формирующий банк данных (рис. 9).

"Рабочий проект" периодически обновляется на "текущий" администратором банка данных на файл-сервере и на сервере баз данных (рис.8). Резервное копирование банка данных, расположенного на файл-сервере и сервере баз данных, осуществляется администратором сети.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ЗАПРОСЫ ПОЛЬЗОВАТЕЛЕЙ

На конец 2001 года распределенный банк данных Сахалинской области состоит из цифровой информации объемом 143950 Мбайт, из них – 140155 Мбайт составляет архив сейсмозаписей, на которые имеются адресные ссылки.

В настоящее время ИР банка данных интенсивно используются в автоматизированном режиме в научных и тематических исследованиях осадочных бассейнов региона с целью оценки их нефтегазового потенциала, а также с целью объемно-площадного изучения общих закономерностей степени катагенеза и литоплотностных характеристик мезокайнозойских толщ и свит [2]. Основной информационной базой таких исследований являются цифровые глубинные и временные разрезы сейсморазведки, структурные карты, цифровые базы кривых каротажа, а также цифровые базы данных глубоких скважин (данные о

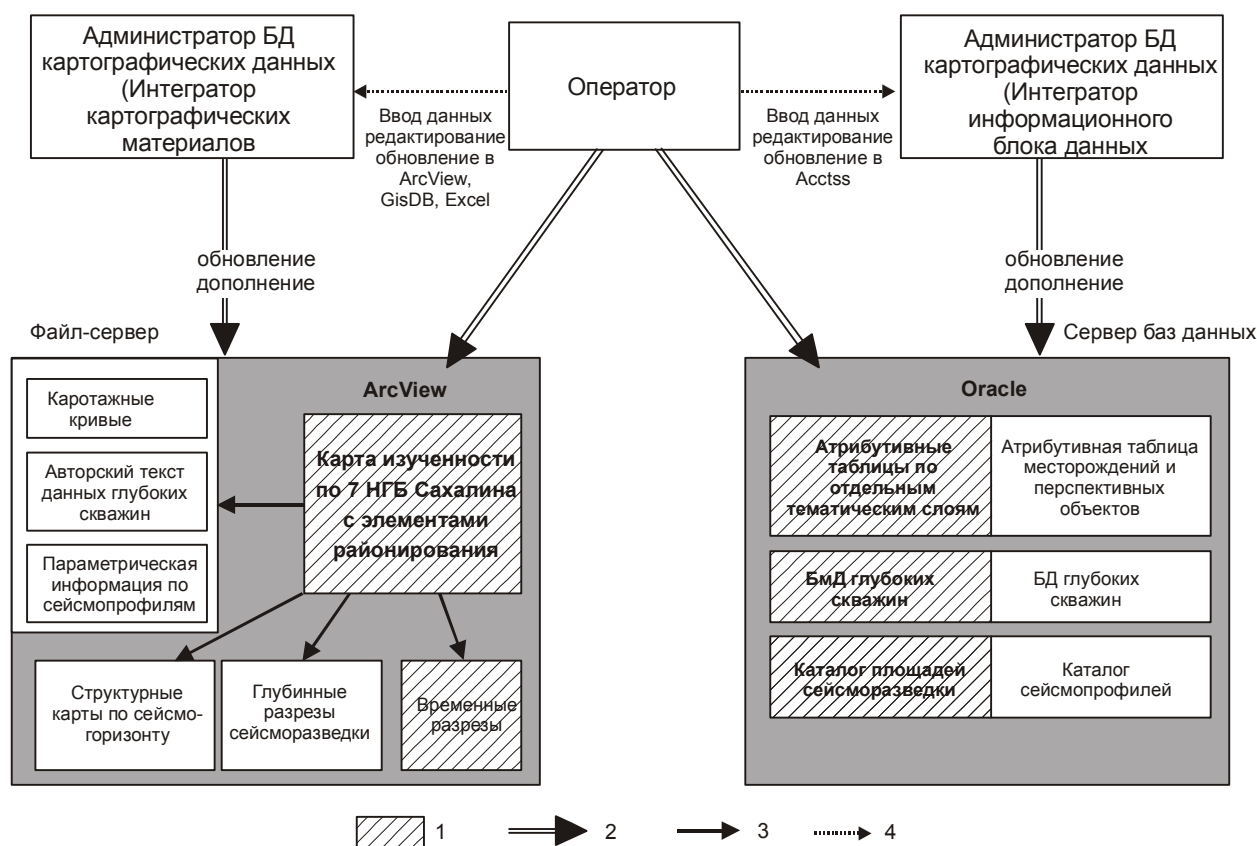


Рис. 9. Схема размещения, администрирования, обновления и дополнения "текущего проекта" банка данных.

1 – общедоступные данные, 2 – регламентированный доступ, 3 – регламентированный доступ по "горячей" связи, 4 – передача данных.

конструкции, послойное описание керна, петрофизика и литология керна, стратиграфические разбивки). Новейшие результаты таких исследований сами, в свою очередь, создают компьютерную информационную базу объемно-площадного распределения подсчетных параметров для оценки (переоценки) прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата [3].

Для сопоставления результатов математического моделирования и прогнозирования с прямыми признаками нефтегазоносности и палеообстановками осадконакопления используются цифровые карты месторождений и объектов на нефть и газ с атрибутивными таблицами по стратиграфической приуроченности, геометризации объекта, запасам и ресурсам, а также используются цифровые базы глубоких скважин (данные испытаний, опробования и анализов флюидов, данные по биостратиграфическим анализам).

Распределенный банк данных предоставляет возможность практически любых аналитических запросов как в процессе научных и тематических исследований, так и для оперативного получения разнообразной геолого-геофизической информации для нужд управления фондом недр.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Научно-исследовательскими и проектными работами, выполняемыми в ГП «Дальинформгеоцентр», решается одна из научно-технических проблем оценки нефтегазового потенциала осадочных бассейнов Дальневосточного региона – создается не имеющий аналогов на Востоке России распределенный банк геолого-геофизических данных по нефти и газу.

2. Для реализации банка данных привлечены и освоены современные, относительно недорогие промышленные системы **Oracle** и **ArcView**, позволившие организовать эффективную клиент-серверную технологию обработки данных в режиме удаленного доступа.

3. Практически воплощены основные методологические принципы проектирования – *виртуальность* представлений пользователей и *прозрачность* размещения данных, что решает проблемы избыточности и целостности данных, а также предельно упрощает работу пользователя с банком данных.

4. Спроектирована и действует система обновления и администрирования баз данных, обеспечивающая стандартизацию данных и их защиту.

5. Распределенный банк данных Сахалинской области стал основной информационно-аналитичес-

кой базой научных и тематических исследований нефтегазоносности осадочных бассейнов, охваченных банком данных, и оперативного получения разнообразной геолого-геофизической информации при управлении фондом недр.

6. Перспективы развития распределенного банка данных заключаются в наращивании его информационной базы данными по другим осадочным бассейнам Дальневосточного региона и предоставлении информационных услуг клиентам всего региона на основе корпоративной вычислительной сети.

В проектировании распределенного банка данных по нефти и газу помимо авторов участвуют специалисты Дальинформгеоцентра Д.В. Москаленко, А.А. Юрчук, А.Т. Ким, Р.С. Ляшкевич, А.В. Бакунов. Работа по переводу баз данных на платформу СУБД **Oracle** консультировали специалисты Центра информационных технологий ОАО «Роснефть – Сахалинморнефтегаз» Г.Н. Жукова и М.Г. Жуков. Авторы весьма признательны Е.А. Суслу за помощь, оказанную при подготовке статьи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В.Г., Коблов Э.Г., Буценко Р.Л., Деревскова Н.А., Иваньшина Л.П., Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Кузнецов В.Е., Тронева Т.Ю., Уткина А.И. Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности. М.: Наука, 1990. 270 с.
2. Исаев В.И. Прогноз материнских толщ и зон нефтегазонакопления по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования // Геофиз. журн. 2002. № 2. С. 60–70.
3. Исаев В.И., Косыгин В.Ю., Соловейчик Ю.Г., Юрчук А.А., Гуленок Р.Ю., Шпакова Н.В. Проблемы оценки нефтегазоматеринского потенциала осадочных бассейнов Дальневосточного региона // Геофиз. журн. 2002. №1. С.28–52.
4. Исаев В.И., Юрчук А.А., Шпакова Н.В., Войкова С.И., Исаева О.С., Соколова В.В. Государственный Дальневосточный региональный банк геолого-геофизических данных по нефти и газу (модель реализации) // Тихоокеан. геология. 2002. №1. С.111–126.
5. Кисловский О.А., Исаев В.И. Проект работ по созданию Дальневосточного регионального банка цифровой геолого – геофизической информации по нефти и газу (ДВ АбнД-НГ). М.: Роскомнедра, 1995. 27 с.
6. Кисловский О.А., Исаев В.И. О концептуальной модели создания Государственного Дальневосточного регионального банка геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДВ АбнД-НГ) // Тихоокеан. геология. 1998. №1. С. 131–140.
7. Мартин Дж. Вычислительные сети и распределенная обработка данных: программное обеспечение, методы и архитектура. Вып. 1. М.: Финансы и статистика, 1985. 256 с.
8. Нортон П., Андерсен В. Разработка приложений в Access 97. СПб.: BHV-Санкт-Петербург, 1998. 656 с.

9. Озкарахан Э. Машины баз данных и управление базами данных. М.: Мир, 1989. 696 с.
10. Проектирование корпоративных ГИС. Организация баз данных. ESRI-М.: Проектный и Учебно-методический Центр по геоинформационным технологиям "ГИС-проект", 1999. 807 с.
11. Austin D., Caindec L., Frazier J. и др. Сервер Oracle 7.3: Администрирование баз данных. Учеб. пособие. Ч. 1. Oracle Corporation, 1996. 459 с.
12. Collins J. Непроцедурное программирование на языке SQL в среде SQL* Plus. Oracle Corporation, 1994. 786 с.
13. Collins J. Процедурное программирование в Oracle с использованием PL/ SQL. Oracle Corporation, 1994. 350 с.

Поступила в редакцию 10 июня 2002 г.

Рекомендована к печати Б.И. Бурде

V.I. Isaev, N.V. Shpakova, O.S. Isaeva

The distributed bank of the geological and geophysical data on the oil and gas of the Sakhalin area

In the "Dalinformgeocenter", on the basis of the integrated digital packets of the geological and geophysical data of oil-and-gas sedimentary basins, the distributed data bank of the Sakhalin area has been created. As the server of relational databases, the graphic system **ArcView**, communicating with heterogeneous DBMS has been used by the DBMS **Oracle** in the client part. The local computer networks created on the basis of structured cable systems are united through an isolated non-switched telephone pair. The transfer rate of the unified computer network makes 5-100 Mbit / sec.

The internal means of the **Oracle** and **ArcView** create virtual representations of the users, and the transparency of arrangement of the data in the network is ensured, which solves the problems of redundancy and data integrity, and extremely simplifies the activity of the users with the data bank. The system provides updating of the databases «work project» - «current project», standardizes data, and the system of management of "all-round verification of access rights" ensures data protection.

The distributed data bank is the basic informational-and-analytical base of prediction of oil and gas potential of sedimentary basins and operational obtaining of miscellaneous information for controlling the entrails fund. The basic prospects for the development of the data bank involve piling up data of other sedimentary basins of the Far East region and creation the regional corporate computer network.

ХРОНИКА

УДК 553.981

ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ В ЭКОСИСТЕМЕ

Ф.А. Кузнецов

Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, г. Новосибирск

Российская конференция "Газовые гидраты в экосистеме Земли' 2003" прошла 27–29 января 2003 года в г. Новосибирске в Институте неорганической химии Сибирского отделения РАН.

Организаторами конференции были Сибирское отделение Российской академии наук, Институт неорганической химии им. А.В. Николаева, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии им. А.А.Трофимука, Российский фонд фундаментальных исследований.

В конференции приняло участие более 100 человек, представляющих более 40 различных организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Владивостока, Хабаровска, Тюмени, Южно-Сахалинска, Якутска, Иркутска и др. (более 15 городов), среди которых институты Российской академии наук и ее Сибирского, Дальневосточного и Уральского отделений.

В последнее время интерес к проблеме газовых гидратов продолжает расти во всем мире. Связано это с признанием того факта, что в долгосрочной перспективе природные газовые гидраты могут быть поистине неисчерпаемым источником природного газа благодаря, в первую очередь, огромным их запасам, неглубокому залеганию и концентрированному состоянию. Кроме того, накапливаются данные, свидетельствующие о важной роли процессов образования и разложения газовых гидратов в глобальных природных процессах.

В основе всех направлений изучения газогидратов лежат достижения фундаментальных физико-химических исследований, которые интенсивно развиваются в разных странах мира (США, Канада, Япония и др.). Российские исследователи вносят ощутимый вклад в изучение проблемы газовых гидратов, о чем свидетельствуют, например, материалы двух последних международных конференций (The Third International Conference on Gas Hydrates, July 18–22,

1999, Salt Lake City, Utah, USA; The Fourth International Conference on Gas Hydrates, May 19–23, 2002, Yokohama, Japan).

Основные задачи фундаментальной науки состоят сегодня в выяснении механизмов влияния газовых гидратов на климат Земли, окружающую среду и другие процессы, идущие в геосфере. Необходимо уточнение потенциальных запасов, ареалов распространения и структуры газогидратных залежей на Земле. Необходимо определение условий образования и стабильности газогидратов в зависимости от температуры, давления, их химического состава и геологического контекста, в котором они существуют. Необходимо, наконец, создание адекватных геохимических, физико-химических и математических моделей образования и разложения газовых гидратов с оценкой возможных последствий для гео- и биосферы Земли. Все это требует объединения имеющихся данных по газовым гидратам. Сегодня разные направления исследования газогидратов развиваются изолированно. Взаимопонимания и осведомленности о достижениях в других науках у геологов, химиков, экологов и технологов явно не достаточно.

Первое совещание "Газовые гидраты в экосистеме Земли" состоялось 4–6 февраля 1997 г. в ИНХ СО РАН. Оно стимулировало, в частности, междисциплинарные исследования различных аспектов указанной проблемы в рамках Интеграционных проектов Сибирского отделения РАН "Газовые гидраты Сибири" (1997–1999 гг.) и "Газовые гидраты в природных экосистемах" (2000–2002 гг.).

Прошедшая конференция показала, что в России существует немало плодотворно работающих научных коллективов, охватывающих своей тематикой практически все области этой важной проблемы: геологию, геофизику, биологию, физико-химические, экологические и технологические аспекты. Однако в очередной раз стало ясно, что масштабность и разно-

плановость задач, стоящих перед исследователями, требуют координации усилий различных групп исследователей, наличия координирующего центра.

1. Участники конференции, представляющие все основные организации России, занимающиеся исследованиями газовых гидратов, приняли решение об учреждении Российской газогидратной ассоциации (РГА). Задача РГА – координация усилий российских исследователей газовых гидратов.

2. Участники конференции считают необходимым создание в ближайшем будущем *Российской национальной программы исследований газовых гидратов*. Для подготовки предложений в директивные органы создана рабочая группа в составе 19 ученых.

Наряду с подготовкой предложения об учреждении *Российской национальной программы исследований газовых гидратов* рабочей группе поручено подготовить проект устава и другие необходимые документы для регистрации и аккредитации ассоциации и провести совещание в Москве по согласованию уставных документов.

3. Просить членов рабочей группы Ф.А. Кузнецова и А.Э. Конторовича (участников совещания по обсуждению Российской стратегической энергетической программы) внести в эту программу пункт о необходимости проведения серьезных фундаментальных исследований природных газовых гидратов в России.

4. Конференция считает целесообразным и полезным участие российских организаций в создании информационной системы по газовым гидратам в рамках проекта CODATA.

5. Конференция считает необходимым участие российских организаций в программе научного и тех-

нического сотрудничества России и Индии (КДП НТС) и обращается к академику Ф.А. Кузнецову (сопредседатель рабочей группы КДП НТС) и академику О.М. Нефедову (координатор в области "Исследования океана") с предложением разработать целесообразные формы сотрудничества российских групп с индийскими коллегами.

6. Решено следующую конференцию по проблемам газовых гидратов провести не позднее, чем через 3 года.

7. Конференция считает целесообразным выпуск тематического номера «Российского химического журнала» (редакция предоставляет такую возможность), где будут представлены важнейшие достижения российских исследователей по проблеме газовых гидратов.

8. На конференции были отмечены значительные успехи в исследованиях газовых гидратов в последние шесть лет в Сибирском отделении РАН (в частности, открытие и исследование байкальских газовых гидратов).

9. Конференция считает необходимым поставить вопрос перед соответствующими органами о необходимости организации полевых работ с целью отработки методов разведки, оценки ресурсов газа в газогидратных месторождениях и опробования приемов и технологий добычи. Обозначены четыре перспективных района, где целесообразно создание таких стационарных станций:

1. Озеро Байкал
2. Охотское море
3. Российская часть Черного моря
4. Сеноманские и надсеноманские отложения севера Западной Сибири.

ЮБИЛЕИ

К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО

академика Российской Академии наук, Героя Социалистического труда, лауреата Государственной премии, первооткрывателя месторождений полезных ископаемых, горного инженера России, почетного разведчика недр СССР, почетного гражданина города Магадана и города Виннипег (Канада), Ветерана Труда Магаданской области, почетного члена Международной Тихоокеанской научной ассоциации, заслуженного деятеля науки Республики Якутия (Саха), основателя научного направления в геологии "Учение о россыпях", советника президиума Российской Академии наук



О долгом жизненном пути академика Н.А. Шило трудно сказать в нескольких строках. С 1937 по 1949 год он работал в геологоразведке в тресте "Дальстрой". За это время им лично открыты и разведаны 7 месторождений золота. В 1949 году Николай Алексеевич начал свою научную и научно-организационную деятельность. В 1949–1960 годах он – директор крупнейшего в те годы Всесоюзного научно-исследовательского института золота и редких металлов (ВНИИ-1).

В 1960 году Н.А. Шило приглашен в Академию наук СССР для организации в Магадане комплексного научно-исследовательского института. СВКНИИ СО АН СССР был им организован в 1961 году и в течение 25 лет под руководством Николая Алексеевича стал исследовательским институтом мирового значения.

С 1970 года по 1978 год Николай Алексеевич Шило занимал пост заместителя председателя Президиума Дальневосточного научного центра; в 1978–1985 годах работал Председателем Президиума ДВНЦ, был членом Президиума Академии наук СССР. С 1988 года он – советник Президиума Российской Академии наук.

За годы плодотворной научной деятельности Н.А. Шило опубликовал 17 монографий, более 700 научных статей, создал новое направление в науке о полезных ископаемых – "Учение о россыпях", которое во многих университетах страны включено в курс о полезных ископаемых.

Он не раз читал лекции по широкому спектру геологических наук в университетах Японии, США, Франции, Новой Зеландии, Чили.

Николай Алексеевич – лауреат премий им. академика В.А. Обручева и Фонда содействия развитию науки, образования и культуры "Новое тысячелетие"; почетный член Международной Тихоокеанской научной ассоциации; почетный член Нью-Йоркской Академии наук (США); почетный доктор университета штата Огайо (США); почетный директор СВКНИИ ДВО РАН.

В течение многих лет Н.А. Шило был членом государственного Экспертного совета и членом Государственной комиссии по проблемам Каспийского моря, членом Высшей аттестационной комиссии СССР. С 1982 по 1998 гг. Н.А. Шило был главным редактором журнала "Тихоокеанская геология".

В свой юбилей Николай Алексеевич Шило продолжает активную и плодотворную трудовую деятельность. Из-под его пера выходят новые научные работы, содержащие свежие оригинальные мысли и концепции. Диапазон его интересов по-прежнему широк – от экономических и геологических проблем до истории и философии древних цивилизаций, от космогонических теорий до сборников авторских стихов и научно-просветительских статей.

С большим удовольствием академика Н.А. ШИЛО поздравляют с 90-летием и желают долгих лет жизни его КОЛЛЕГИ, УЧЕНИКИ и ДРУЗЬЯ.

В.А. Акуличев, А.В. Алексеев, В.Ф. Белый, В.Ю. Глущенко, В.И. Гончаров, Г.Л. Кириллова, Н.В. Кузнецов, В.Г. Лившиц, Т.И. Линькова, А.В. Ложкин, Ю.А. Мамаев, П.А. Минакир, В.П. Мясников, Н.П. Романовский, К.Ф. Сергеев, В.И. Сергеенко, А.А. Сидоров, К.В. Симаков, А.П. Сорочкин, С.А. Федотов.

НЕКРОЛОГИ

ВИКТОР ИВАНОВИЧ СУХОВ

(1931-2003)

1 февраля 2003 г. ушел из жизни один из старейших геологов Дальнего Востока – Виктор Иванович Сухов, доктор геолого-минералогических наук, академик Международной академии минеральных ресурсов, член редакционной коллегии журнала Тихоокеанская геология, член Дальневосточного экспертного совета (НРС МПР России).

После окончания в 1955 г. Кишиневского университета В.И. Сухов молодым специалистом приехал на Дальний Восток, с которым на долгие годы связал свою трудовую и научную деятельность. Геологом он участвовал в изучении Гаринского железорудного района. Работая начальником геолого-съёмочной партии, подготовил и защитил в НРС ВСЕГЕИ два листа Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. В 1961 г. В.И. Сухов становится начальником Петрографического кабинета ДВТГУ, а в 1966–1968 гг. работает в должности главного геолога Комплексной тематической экспедиции. В этот период он выполнял тематические исследования по стратиграфии и литологии палеозоя Приамурья, геологии и рудоносности вулканоплутонических комплексов.

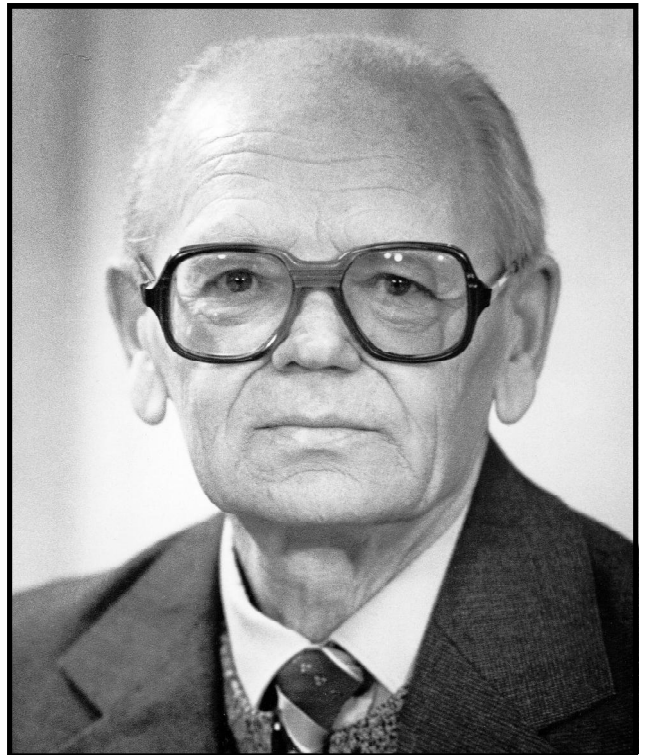
В 1967 г. В.И. Сухов защитил кандидатскую диссертацию "Позднемеловой и третичный вулканизм и гидротермальный метаморфизм пород Нижне-Амурской вулканической зоны".

В 1968 г. В.И. Сухов переходит в Дальневосточный институт минерального сырья, где работает зав. отделом геологии, геохимии и оценки месторождений (в 1969 г. занимается организацией петрографической службы и проведением металлогенетических исследований в Демократической Республике Вьетнам), зав. сектором отдела специследований, зав. сектором месторождений отдела геологии месторождений и их оценки, зав. сектором прогноза и оценки золоторудных месторождений в магматических комплексах, зав. сектором месторождений в магматических комплексах, с 1984 г. по 1992 г. – зав. отделом комплексных исследований рудных районов, а с 1993 г. являлся заместителем директора по научной работе.

За годы своей работы в ДВИМСе (1968–2000 гг.) В.И. Сухов сложился и вырос в крупного ученого, получившего мировое признание.

Широк круг научных исследований, проведенных В.И. Суховым: геология, тектоника, формационный состав, рудоносность, геодинамика, петрохимия, генезис, гидротермальный метаморфизм, металлогения мезозойско-кайнозойских вулканических поясов и интрузивного магматизма Дальнего Востока; региональные рудно-магматические системы Приамурья, Востока СССР и их типизация; металлогения вулканотектонических структур российской части Тихоокеанского кольца; корреляция тектоно-магматических процессов позднемезозойско-кайнозойского этапа развития юга Дальнего Востока; геолого-экономическая оценка некоторых рудных районов; прогнозирование месторождений золота, серебра, молибдена в Амурской области и Хабаровском крае, научная редакция 4-х листов Минералогической карты региона БАМ; петрографо-петрологические основы ГСР-50 в Северном Сихотэ-Алине; формационное расчленение и корреляция раннедокембрийских комплексов юга Дальнего Востока; дайки и малые интрузии Амурской области; типизация мафит-ультрамафитовых массивов восточной части региона БАМ и определение направлений ГРП на никель.

В 1981 г. Сухов В.И. защитил докторскую диссертацию "Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов Востока СССР".



В этой диссертации были разработаны принципы системного подхода к исследованию процессов магматизма. С этих позиций им была дана обобщенная характеристика геологии, тектоники и металлогении юга Дальнего Востока, разработано представление о региональных рудно-магматических системах, которое получило дальнейшее развитие в трудах других ученых.

В период с 1992 по 2000 г. Виктор Иванович Сухов руководил составлением металлогенической карты Дальневосточного региона в масштабе 1:1 500 000. Результаты этих работ изложены в отчетах и в монографии "Металлогения Дальнего Востока России" (издательство ДВИМСа, 2000 г.), а картографический материал реализован в электронном виде. Эта работа представляет собой современную металлогеническую сводку, которая может быть использована при прогнозных построениях и оценке перспективности отдельных районов Дальнего Востока.

В.И. Сухов был прекрасным организатором, инициативным, принципиальным, способным ставить и решать крупные проблемы, отличался высокой работоспособностью. Он является автором и соавтором 4 монографий, более 80 научных статей и 37 научно-исследовательских отчетов.

В.И. Сухов активно участвовал в работе региональных, всесоюзных и международных симпозиумов. В 1979 г. в составе советской делегации принимал участие в работе Генеральной ассамблеи Международного географического и геодезического союза (Канберра, Австралия).

За свой образцовый и плодотворный труд В.И.Сухов награжден медалью "В ознаменование 100-летия со дня рождения В.И.Ленина", орденом «Знак почета» и медалью "Дружба" (ДРВ).

Виктор Иванович с начала создания журнала был активным членом редколлегии журнала "Тихоокеанская геология". В 2001 г. Виктор Иванович переехал в г. Санкт-Петербург, где продолжал плодотворно работать во ВСЕГЕИ. Он был настоящим ученым, надежным товарищем, прекрасным семьянином. Светлая память о нем навсегда сохранится в сердцах геологов.

Редакционная коллегия журнала Тихоокеанская геология

ВЛАДИМИР АФАНАСЬЕВИЧ БУРЯК

(1932-2003)

6 марта 2003 г. в возрасте 70 лет скончался талантливый ученый, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Ленинской премии, действительный член Международной академии минеральных ресурсов, главный научный сотрудник ИКАРП ДВО РАН Владимир Афанасьевич Буряк.

Владимир Афанасьевич родился 30 ноября 1932 года в деревне Русская Поляна Еврейской автономной области.

После окончания в 1955 г. Иркутского горно-металлургического института работал старшим геологом Бодайбинской экспедиции треста Востсибцветметразведка и Иркутского геологического управления. С 1961 года занимался научными исследованиями в Институте земной коры СО АН СССР. С 1976 года в связи с переездом на Дальний Восток долгое время работал заведующим отделом геологии и оценки месторождений благородных металлов Дальневосточного института минерального сырья. С 1992 года В.А. Буряк работал заведующим лаборатории, главным научным сотрудником Института комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН.



В.А. Буряк явился инициатором создания на базе ИКАРП ДВО РАН Музея природных ресурсов ЕАО. По его предложению Ученый совет Института принял решение о подготовке коллективной монографии "Природно-ресурсный потенциал ЕАО", посвященной 70-летию области.

Под его руководством и непосредственном участии выполнялись актуальные научные исследования по изучению золота и платины территории Дальнего Востока, он вел активную работу по подготовке научных кадров. Владимир Афанасьевич был среди первооткрывателей крупнейшего месторождения золота Сухой Лог, за что получил Ленинскую премию. Он был награжден знаком "Отличник разведки недр".

В.А. Буряк был членом Редакционного совета журнала "Тихоокеанская геология". Владимир Афанасьевич – автор более 250 научных работ, в том числе 15 монографий. Научные труды и производственная деятельность получили мировое признание и авторитет, некоторые его работы были опубликованы за рубежом.

В.А. Буряк принадлежал к поколению, с которым связаны достижения отечественной геологической науки и производства. Друзья и коллеги уважали Владимира Афанасьевича за трудолюбие, компетентность, интеллигентность, человеческое обаяние.

Он очень любил активную, творческую жизнь, боролся со своей болезнью до конца.

Светлая память о прекрасном человеке, талантливом ученом-энтузиасте Владимире Афанасьевиче Буряке останется в сердцах всех, кто его знал.

Коллеги