

Том 17, номер 4  
ISSN 0207-4028

Июль-Август 1998

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Том 17 №4 1998 Июль-Август

Основан в 1982 г.  
Выходит 6 раз в год  
0207-4028

*Главный редактор* В.Г. Моисеенко  
*Заместители главного редактора* Н.П. Романовский, К.В. Симаков  
*Ответственный секретарь* Г.Л. Кириллова

Редакционная коллегия

Х. Аоки (Япония), Ю.И. Бакулин, Б.И. Васильев, Г.М. Власов, А.А. Врублевский  
В.И. Гончаров, Л.П. Карсаков, Р.Г. Кулинич, Ю.Ф. Малышев, В.Г. Моисеенко, Л.И. Попеко, К.Ф. Сергеев,  
В.И. Сухов, А.И. Ханчук, М. Хэлбути (США), Чень Гоода (КНР)

Редакционный совет

В.А. Буряк, Ю.А. Вашилов, В.Н. Гагаев, Д. Грайбек (США),  
Я. Красон (США), К. Крук (Австралия), М.Л. Красный, Лю Гуандин (КНР),  
Т. Нозава (Япония), Х. Окада (Япония), В. Патон (США), С. Портер (США),  
А. Пантелеев (Канада), М. Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР), В.Б. Троян,  
Ки-Хун Чанг (Корея), М. Шимазу (Япония)

Зав. редакцией С.М. Ставицкая  
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59  
FAX 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

---

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1998 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
**GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN**

Vol.17 № 4 1998 July-August

Established in 1982  
Periodicity 6 issues in a year  
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief V.G. Moiseenko  
Deputies Editor-in-Chief N.P. Romanovsky, K. V. Simakov  
Executive Editor G.L. Kirillova

Editorial Board

H. Aoki (Japan), Yu. I. Bakulin, Chen Guoda (PRC), V. I. Goncharov,  
A. I. Khanchuk, M. Halbouty (USA), L. P. Karsakov, R. G. Kulinich, Yu. F. Malyshev, V. G. Moiseenko,  
L. I. Popeko, K. F. Sergeev, V. I. Sukhov, B. I. Vasilyev, G. M. Vlasov, A. A. Vrublevsky

Editorial Council

V. A. Buryak, M. Cecile (Canada), Yu. A. Vashchilov, K. Crook (Australia),  
Ki-Hong Chang (Korea), V. N. Gagaev, D. Grybeck (USA), M. L. Krasny, J. Krason (USA),  
Liu Guangding (PRC), T. Nozava (Japan), H. Okada (Japan), A. Panteleev (Canada), W. Patton (USA),  
S. Porter (USA), M. Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), V. B. Troyan

Head of Editorship S. Stavitskaya  
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59  
Fax: 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

---

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1998

## СОДЕРЖАНИЕ

### Стратиграфия

<i>Ю. Б. Гладенков, А. Ю. Гладенков, Л. В. Титова</i> Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона .....	3
<i>И. В. Кемкин, В. С. Руденко</i> Новые данные о возрасте кремней Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) .....	22

### Петрология, геохимия, минералогия

<i>В. С. Шкодзинский, А. Н. Зедгенизов</i> Генезис докембрийских комплексов в свете новейших данных о глобальном магматическом фракционировании при аккреции Земли (на примере Алданского щита) .....	32
<i>Ф. П. Леснов, М. П. Гора, В. А. Бобров, В. А. Ковалева</i> Распределение редкоземельных элементов и вопросы генезиса Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) .....	42
<i>Т. Н. Григорьева, Г. А. Дубинина, Т. Н. Мороз, Н. А. Пальчик</i> Минеральный состав оксидов Mn, синтезированных при участии микроорганизмов .....	59

### Рудообразование

<i>В. П. Молчанов, В. Г. Моисеенко, С. С. Зимин, А. В. Игнатъев, Лян Чан Чен</i> Особенности формирования золотых руд в офиолитах севера Корейского полуострова .....	65
<i>Л. В. Эйриш</i> К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа .....	72
<i>Д. И. Колесников, Ю. П. Шергина, М. И. Розин, Н. Г. Шатков, Г. С. Шкорбатова</i> Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России) .....	80
<i>М. М. Задорнов, Л. Б. Хериберг, Э. Л. Школьник, И. Н. Говоров, О. В. Чудаев, М. И. Юринец, К. М. Кузнецов, Л. А. Болотов</i> О перспективах освоения месторождений кобальт-марганцевых корок и фосфоритов Западной Пацифики .....	87

### Геофизика

<i>В. Я. Подгорный, Ю. Ф. Мальшев</i> Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Учжучусинь - Дунгоу, Восточный Китай) .....	93
<i>Ф. И. Манилов, Е. Г. Иволга</i> Ретроспективные построения на базе гравитационных реконструкций (Ханкайский массив, Приморье) .....	107
<i>Т. В. Меркулова, Ю. Ф. Манилов</i> Строение юго-западной части Среднеамурской впадины (по геоэлектрическим и гравиметрическим данным) .....	116

### Рецензии, дискуссии

<i>Н. П. Романовский, Р. Ф. Черкасов</i> Проблемы земные - проблемы космические ... (о книге Н. А. Шило "Четыре космопланетарных проблемы: от Солнечной системы до Каспия.") .....	121
<i>Г. Л. Кириллова, В. Ю. Забродин</i> Фундаментальный труд: систематика и классификация осадочных пород и их аналогов .....	124
<i>Ю. И. Бакулин</i> Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа - тип регенерированных первично-осадочных месторождений .....	126

### Некролог

<i>Алексей Дмитриевич Щеглов (1926 - 1998 г.г.)</i> .....	129
---	-----

## CONTENTS

### Stratigraphy

- Yu. B. Gladenkov, A. Yu. Gladenkov, L. V. Titova* Lower Miocene of the Eastern Kamchatka region ..... 3  
*I.V.Kemkin, V.S.Rudenko* New data on cherts age of the Samarka accretionary prism (Southern Sikhote-Alin) ..... 22

### Petrology, Mineralogy and Geochemistry

- V.S.Shkodzinsky, A.N.Zedgenizov* Genesis of Precambrian complexes in the light of the latest data on global magmatic fractionation at the time of the earth accretion (as exemplified by the Aldan shield) ..... 32  
*F.P.Lesnov, M.P.Gora, V.A.Bobrov, V.A.Kovalyova* Distribution of rare-earth elements and genesis issues for the Beryozovsky mafic-ultramafic massif (the Island of Sakhalin) ..... 42  
*T.N. Grigoryeva, G.A. Dubinina, T.N. Moroz, N.A. Pal'chik* Mineral composition of manganese oxides synthesized with participation of microorganisms ..... 59

### Ore formation

- V.P.Molchanov, V.G.Moiseenko, S.S.Zimin, A.V.Ignatyev, Lyang Chang Cheng* Specific features of gold ore formation in ophiolites of the North Korean Peninsula ..... 65  
*L.V.Eirish* The perspectives of detecting Karlin-type deposits in Russia's Far East ..... 72  
*D.I.Kolesnikov, Ju.P.Shergina, M.I.Rosinov, N.G.Shatkov, G.S.Shkorbatova* The age of silver and tin ore mineralization of the Kensky area (Russia's North-East) ..... 80  
*M.M. Zadornov, L.B. Khershberg, M.L. Shcolnik, I.N. Govorov, O.V. Chudaev, M.I. Yurinez, K.M. Kuznetsov, L.A. Bolotov* The perspective of the exploration for cobalt-manganese crusts and phosphorites in the Western Pacific ..... 87

### Geophysics

- V.Ya. Podgorny and Yu. F. Malyshev* Layer-by-layer density modeling of the lithosphere on the geotraverse Dong Ujimqin - Donggou, East China ..... 93  
*F.I.Manilov, Ye.G.Ivolga* Retrospective constructions on the basis of paleogravimetric reconstructions (the Khanka massif, Primorye) ..... 107  
*T.V.Merkulova, Yu.F.Manilov* The structure of the south-western part of the Middle-Amur depression (from geoelectrical and gravimetric data) ..... 116

### Reviews and Discussions

- N.P.Romanovsky, R.F.Cherkasov* Earthly problems - cosmic problems (On A.N.Shilo's book " Four cosmoplanetary problems : from the Solar System to the Caspian Sea") ..... 121  
*G.L.Kirillova, V.Yu.Zabrodin* Fundamental work: systematics and classification of the sedimentary basins and their analogues ..... 124  
*Yu.I.Bakulin* Deposits of a Nevadian - type fine-dispersed gold - a type of primary sedimentary deposits regeneration .... 126

### Obitaries

- A.D.Shcheglov (1926 - 1998)* ..... 129

## СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.782.11/781.53(571.66)

## НИЖНИЙ МИОЦЕН ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Ю. Б. Гладенков\*, А. Ю. Гладенков\*\*, Л. В. Титова\*\*\*

\* Геологический институт РАН, г. Москва

\*\* Институт литосферы РАН, г. Москва

\*\*\* Московский государственный университет, г. Москва

Анализ палеонтологических остатков из отложений густовской и озерновской свит Восточной Камчатки впервые позволил наметить границу олигоцена и миоцена в этом регионе. Одновременно сопоставлены нижнемиоценовые комплексы планктонных (диатомей) и бентосных (моллюски) групп различных разрезов Северной Пацифики.

## ВВЕДЕНИЕ

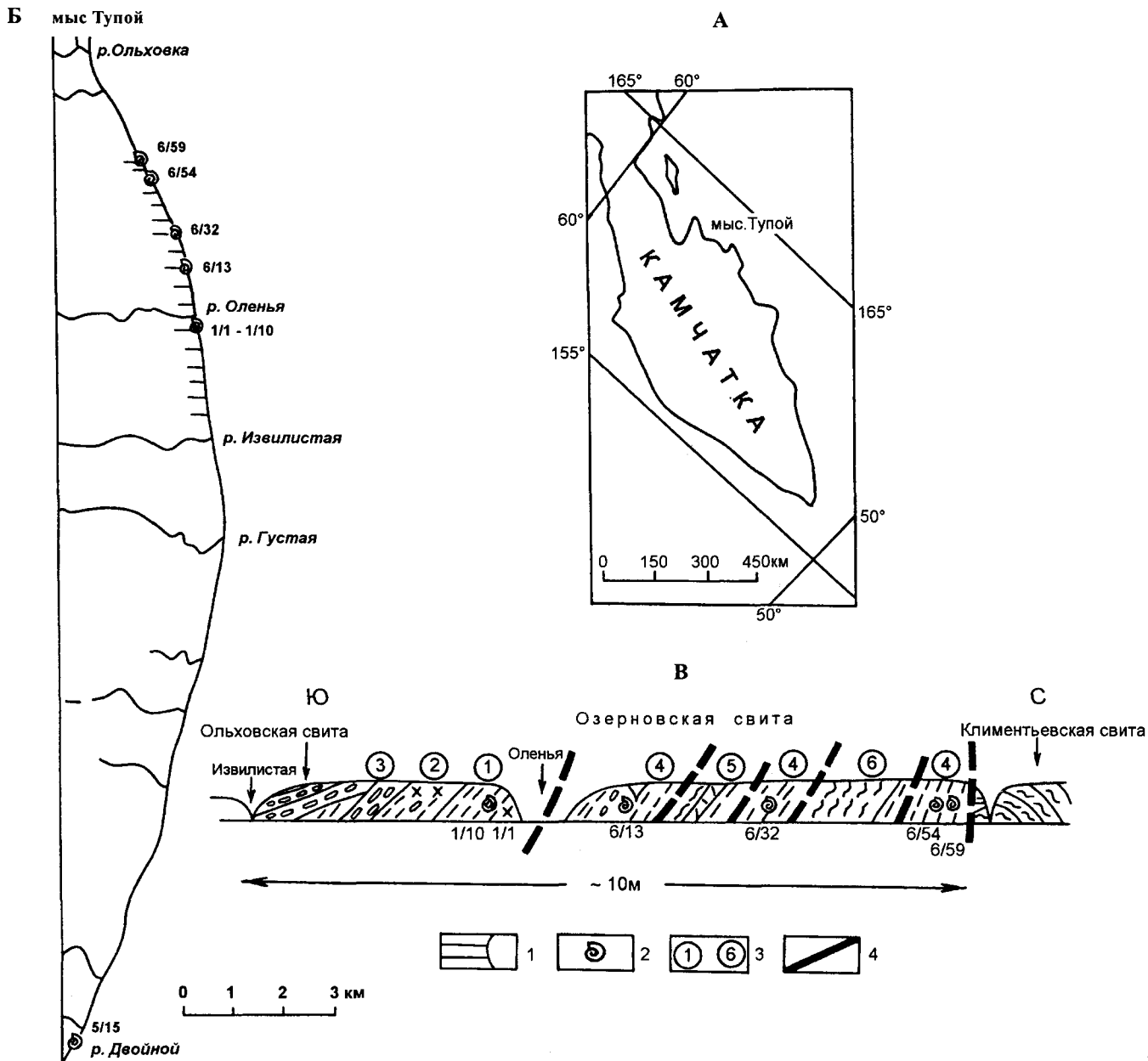
Изучение олигоцена и нижнего миоцена в последние годы приобретает особый интерес, ибо это время являлось переломным в истории кайнозойской экосистемы. Именно в олигоцене возникли крио- и психросферы, а в раннем миоцене сформировалось ядро биоты, которая получила развитие в неогене. Однако расчленение олигоцена и нижнего миоцена часто наталкивается на большие трудности из-за слабой изученности разрезов, недостаточной представительности палеонтологических остатков и др. В течение ряда лет авторы вели планомерные исследования по этой проблеме в Северной Пацифике. В результате была изучена серия разрезов на Сахалине, Камчатке, в Корьякском нагорье, а также в Японии и Тихом океане.

В настоящей работе излагаются новые данные по Восточной Камчатке (мыс Тупой залива Озерного), где выявлены переходные слои олигоцена к миоцену (рис. 1). Пространственно этот разрез занимает промежуточное положение между разрезами Японско-Сахалинско-Западно-Камчатской (или Охотоморской) и Восточно-Камчатско-Корьякской (Командорско-Беринговоморской) провинций. В последние 25-30 лет кайнозой залива Озерного изучался: в 60-х г.г. Н.А. Храмовым, Ю.С. Салиным [5], в 70-х г.г. - Б. И. Слядневым, в 80-х г.г. - М. Е. Бояриновой и др. В 1990 г. этот разрез был описан Ю. Б. Гладенковым. В изучении собранного материала приняли участие Д.А. Бабушкин (литология), Д.И. Витухин (радиолярии), А. Ю. Гладенков (диатомовые), С.И. Ступин (фораминиферы), Л. В. Титова и Ю. Б. Гладенков (моллюски). В основу стратиграфического расчленения

разреза положены данные по диатомеям и моллюскам, в связи с чем им же уделено основное внимание. Остатки фораминифер и радиолярий в отобранных образцах отмечаются относительно редко и поэтому не играют важной роли в датировании изученных толщ. Отбор образцов на микрофоссилии проводился через 7-10 м.

**Материал и метод.** Олигоценовые и нижнемиоценовые толщи мыса Тупого представлены двумя свитами - густовской (главным образом ее верхней частью) и озерновской, которая нами в основном изучалась (рис. 1, 2). Эти отложения сильно дислоцированы. Они не только смяты в складки, но и разбиты разномасштабными разрывными нарушениями. Поэтому составить полный разрез названных свит непросто. Хотя отдельные части характеризуются четкой последовательностью напластования, скоррелировать и совместить их в единый разрез часто представляется большой проблемой. Этому мешают помимо тектонических нарушений задренованность отдельных участков и пропуски в обнажениях (в устьевых частях рек и пр.).

Нами изучались кайнозойские толщи на морском побережье залива Озерного - от руч. Двойного на юге до р. Ольховой на севере. Протяженность этого участка около 20 км. Густовская свита обнажена лишь частично в южной части этого интервала. Наилучший разрез озерновской свиты, которая нами в основном изучалась, вскрыт севернее: к югу и севернее от устья р. Оленьей. Обычно в этом месте рисовалась моноклираль с падением слоев в южном направлении. Однако изучение развитых здесь толщ выявило ряд особенностей их строения и соотношений. Отмечено, что северный контакт



**Рис. 1.** Положение изученного разреза кайнозоя мыса Тупого (залив Озерной) на Камчатке

А - местоположение мыса Тупого; Б - распространение озерновской свиты; В - схематический разрез озерновской свиты на морском побережье. 1 - выходы озерновской свиты; 2 - находки моллюсков; 3 - толщи озерновской свиты; 4 - крупные тектонические нарушения; условные обозначения литологических характеристик см. на рис. 2.

озерновской свиты тектонический - в 3,5 км севернее р. Оленьей средняя ее часть (толща 4) соприкасается по разлому с климентьевской свитой среднего миоцена. Достаточно крупное разрывное нарушение проходит также по р. Оленьей; по нему контактируют самые нижние (южнее разлома) и более молодые (севернее разлома) толщи озерновской свиты. Эти разломы имеют значительную амплитуду смещения, видимо до нескольких

сотен метров, помимо этого они сопровождаются серией разноамплитудных нарушений, что приводит в ряде случаев к повторению в разрезе отдельных пачек, срыву их контактов и пр.

**Описание разреза.** В основании изученного кайнозойского разреза залегает густовская свита, сложенная гравелитами, песчаниками и черными аргиллитами (мощность от 800 до 1000 и более метров). Ее возраст

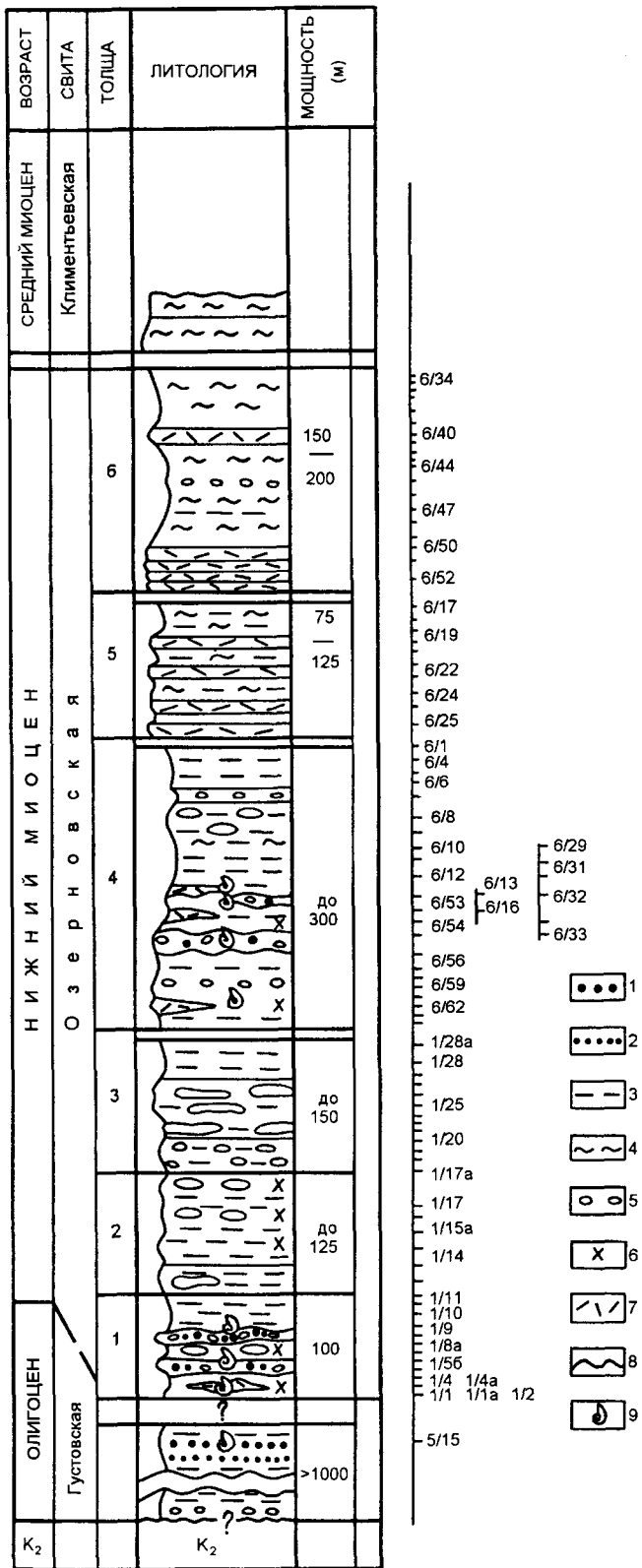


Рис. 2. Разрез олигоцен-нижнемиоценовых отложений мыса Тугого  
 1 - конгломераты, гравелиты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты, аргиллиты; 4 - диатомиты; 5 - карбонатные конкреции; 6 - глendonиты; 7 - туфы; 8 - несогласие; 9 - находки моллюсков.

предыдущие исследователи определили в пределах палеоцена – олигоцена, хотя в последние годы ее стали относить в основном к олигоцену. В ней по р. Густой были отмечены фораминиферы: *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. renzi* Asano, *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz), *Budashevaella deserta* (Volosh.), *Cyclamina pacifica* Beck, *Trochammina pacifica* Cushm., *Globulimina ilpinica* Serova и др. По мнению изучавшей этот комплекс Л. В. Спириной, он является олигоценовым. В густовской свите отмечен также комплекс радиолярий. По Н. Н. Литвиновой, в нем присутствуют: *Cenosphaera veneris* Clark et Campb., *C. megachile* Clark et Campb., *Spongurus bilobatus* Clark et Campb., *Porodiscus circularis* Clark et Campb., *Spongastericum cruciferus* Clark et Campb. (верхний эоцен - олигоцен). Нами изучалась лишь верхняя часть свиты (400 м), она представлена в основном туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями конгломератов и местами - туфов. В гальке - черные аргиллиты, красные яшмы, кремни, вулканиты. Алевролиты темно-серые, черные, крепкие. Песчаники - темные, разнозернистые. В туфогравелитах вблизи устья руч. Двойного (около 15 км южнее устья р. Оленьей) нами были собраны остатки моллюсков (обр. 5/15): *Acila elegantiae* Slod., *Cyclocardia* cf. *ilpinensis* Pron., *Liocyma furtiva* (Yok.), *Hataiella aluginiensis* Titova, *Fulgoraria (Musashia)* cf. *cordata* Oleinik и др. Согласно данным М. Е. Бояриновой, по р. Густой в кровле свиты, в конгломератах, отмечены *Acila kholmshensis* L. Krisht., *Nuculana napanica* L. Krisht., *Portlandella watasei* (Kan.), *Delectopecten* cf. *watanabei* (Yok.), *Trochocerithium* cf. *wadanum* Yok. и др. (определения В. М. Гладиковой).

Переход между густовской и вышележащей озерновской свитами, видимо, постепенный. Ниже дается описание озерновской свиты по толщам, в их стратиграфической последовательности, которая намечена с учетом палеонтологических данных. Толщи 1-3 выделены в береговом разрезе между устьями р. Оленьей и р. Извилистой (здесь они с несогласием перекрываются ольховской свитой плиоцена), а другие (4-6) - севернее р. Оленьей (от тектонического контакта с климентьевской свитой среднего миоцена до устья р. Оленьей, где также проходит тектоническое нарушение).

**Озерновская свита**

**Толща 1.** Алевролиты - темно-серые, ожелезненные, крепкие, неразмокающие, неясно-слоистые. В линзах - скопления грубозернистых песчаников, гравелитов и гальки. Галька состоит из основных вулканических пород, в том числе туфов, аргиллитов и кремнистых пород. В нижней половине толщи скопления карбонатных конкреций: шаровидных и караваеподобных, мелких (2-5 см) и крупных (0,2-0,5 до 1,5 м). Многочисленные линзы карбонатных конкреций (часто будинированные) - 0,1-0,2 x 1,2-1,5 м. Линзы в средней части приурочены к 14-15 горизонтам. Редкие небольшие глendonиты

(геннойши) в нижней части толщи. В средней части - прослой и пачки (до 3-5 м) черных, зеленовато-серых туфопесчаников. На трех уровнях - в нижней и средней частях и в низах верхней части толщи - в семи прослоях отмечены остатки моллюсков (обр. 1/1-1/10). Они найдены в конкрециях и, меньше, в алевролитах: *Acila tsytovichii* Slod., *Nuculana alferovi* Slod., *Yoldia chojensis* Sim., *Y. cf. longissima* Slod., *Portlandella cf. nitida* Slod., *Macoma izurensis* (Yok.), *Periploma yokoyamai* Mak., *Tectonatica ezoana* (Kanno et Matsuno) и другие. 100 м

**Толща 2.** Аргиллиты и алевролиты - черные, темно-серые, крепкие, неразмозающиеся, массивные, монолитные, с остроугольными обломками. В низах будинированные линзовидные конкреции (0,2 x 1-3 м) и прослой черных туфопесчаников (до 1 м). Для верхней половины толщи характерны карбонатные конкреции - линзовидные и караваеобразные (0,3 x 0,7 м) и мелкие глендониты. В нижней части много остатков *Acila tsytovichii*, *Yoldia chojensis*, *Macoma izurensis*. В остальной части - редкие раковины *Yoldia*, *Nuculana*, *Macoma* 125 м

**Толща 3.** Те же породы, но в нижней части (до 30 м) с крупными карбонатными конкрециями (до 0,7-0,9 м). Конкреции характерны и для более высоких частей разреза (линзы, глыбы, мелкие шарики), многие из них будинированы и разбиты трещинами. Остатки моллюсков редки (*Yoldia* sp.) до 150 м

**Толща 4.** Туфоалевролиты и туфопесчаники с линзами туфов (0,1 - 0,5 м), аргиллитов и конгломератов (1-1,2 м). В гальке (до 4-7 см) - черные аргиллиты, черные кремни, яшмы, основные эффузивы, плагиограниты. Отмечаются пачки тонкослоистые и флишоидные (от 20 до 50 м).

В нижней части - пачка с карбонатными конкрециями (до 0,5 - 0,8 м) и гравелитами с *Acila tsytovochi*, *Periploma yokoyamai*, *Mytilus ochotensis* Slod., *M. addicotti* Kafanov и др. (обр. 6/59). В средней части толщи линза с большим количеством мелких карбонатных конкреций (до 3-10 см) с многочисленными остатками (обр. 6/54) *Acila tsutovitchi*, *Megayoldia thraciaeformis* (Storer), *Tectonatica ezoana*. Более редки *Ennucula krishtofovichii* Sin., *Nuculana alferovi*, *Yoldia chojensis*, *Acilana tokunagai* (Yok.), *Cyclocardia ilpinensis* Pron., *Macoma izurensis*, *Periploma yokoyamai* и др. Единичны *Mytilus ochotensis*, *Lima sakhalinensis* Slod., *Spisula equilateralis* (Clark), *Mya salmonensis* Clark, *Panomya elongata* Kanno, *Fulgoraria cf. tokunagai* (Kaneh.) и др. Отмечены клешни крабов *Calianassa* sp. и позвонки рыб. Редкие глендониты. По всей видимости, эта толща частично замещается, а частично перекрывается алевролитовыми породами. Алевролиты обычно темно-серые, с поверхности бурые, крепкие, мелкошебенчатые, неясно-слоистые, туфогенные. В верхней части они обычно содержат конкреции разной формы и разных размеров (пластовые, линзовидные, шаровидные, неправильной формы от 5-10 см до 0,3-0,5 м). В них отмечаются флишоидные пачки (до 20 м). В средней части (песчаники и конгломераты) местами отмечаются скопления моллюсков. В одном из горизонтов отмечены (обр. 6/31) *Acila tsutovichi*, *A. alugiensis* Pron., *Ennucula krishtofovichii*, *Nuculana alferovi*,

*Yoldia chojensis*, *Cyclocardia yakatagensis* (Clark), *Macoma izurensis*, *M. osakaensis*, *Periploma yokoyamai*, *Tectonatica ezoana* и др., а также клешни крабов. Приблизительно на том же уровне в гравелитах и конкрециях (обр. 6/13) найдены те же *Acila*, *Yoldia*, *Acilana*, *Cyclocardia*, *Macoma*, *Periploma* и др. до 300 м

**Толща 5.** Туфоалевролиты и туфы. Туфоалевролиты серые, крепкие, массивные, неразмозающиеся, с прослоями туфодиадомитов и туфопесчаников. Туфы светло-серые, кислые, витрокластические, с пемзой, линзы и прослой от 2-3 см до 1-2 м ..... до 125 м

**Толща 6.** Туфоалевролиты с прослоями туфодиадомитов. В основании пачка (до 35-40 м) туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Туфы серые, псаммитовые и псефитовые, иногда с пемзой, фарфоровидные. Туфоалевролиты светло-серые, массивные, с конкрециями карбонатов (линзы мощностью 0,1-0,2 м и отдельные тела 0,3-0,4 м). Туфодиадомиты желтоватые, неслоистые ..... до 200 м

Общая мощность свиты до ..... 900-1000 м

Стратиграфически выше залегает климентьевская свита, в основании которой отмечены остатки диатомей *Denticulopsis lauta* (начало среднего миоцена).

Ниже дается литологическая и палеонтологическая характеристики описанных толщ.

**Некоторые литологические особенности.** Изучение пород озерновской свиты (в том числе и микроскопическое - было описано 150 шлифов) позволило дать им следующую характеристику. Преобладающими породами свиты являются песчаники (часто вулканомиктовые и туфогенные) и алевролиты (в том числе туфоалевролиты). Встречены также диатомиты, туффиты, конгломераты, гравелиты и аргиллиты. К туфогенным отнесены породы, содержащие не менее 10% пепловой составляющей, а к туффитам - около 50%. Соотношение обломков пород и минералов в песчаниках и алевролитах обычно 1:1, но оно может меняться до 2:1 - 3:1. Среди пород, встречающихся в терригенных частицах, наиболее распространены андезиты, аргиллиты и вулканические стекла, реже встречаются кислые лавы, андезибазальты, туфы и туффиты. В единичных зернах отмечены породы (эпидотизированные и хлоритизированные вулканыты, микрокварциты, окварцованные диоритовые порфириты, микрокристаллические сланцы и др.), которые свойственны докайнозойским толщам (меловым и, возможно, домеловым - типа метаморфидов Хавывенской возвышенности). Среди обломков минералов преобладают плагиоклаз, клинопироксен, кварц и роговая обманка, реже - биотит и пр., местами отмечаются остатки кремневой микроорганики (диатомей и радиолярий, спикул губок). Цемент песчаников и алевролитов глинистый или, реже, цеолитово-глинистый, местами вторичный существенно карбонатный.

Пирокластическая составляющая туффитов и туфогенно-осадочных пород состоит из витрокластов кис-



лого состава, кристаллокластов плагиоклаза, базальтовой роговой обманки и др.

Диатомиты состоят на 40-60% из опаловых остатков диатомей, к которым примешиваются глинистые минералы, обломки кварца, плагиоклаза, вулканического стекла и глауконита.

Для свиты характерны карбонатные конкреции. Они на 60-90% сложены мелко- или микрзернистым кальцитом, в котором присутствуют обломки пеллеципод и фораминифер, а также минералов и пород. В конкрециях имеются прожилки кальцита (реже цеолита).

Из анализа состава озерновских пород следует, что они сходны с породами густовской свиты, но, вместе с тем, обнаруживают определенные различия. Большая роль в составе озерновской свиты туффитов и туфогенных осадочных пород указывает на достаточно активные эксплозивные извержения. Присутствие диатомитов может быть в какой-то мере отражением биопродуктивности диатомей озерновского бассейна. Наличие обломков «хавывенских» метаморфид указывает на разрыв Хавывенского выступа в озерновское время.

**Моллюски.** В последние 30 лет сведения о моллюсках из отложений мыса Тупого постоянно пополнялись. В 60-е г. г. Н. А. Храмов и Ю. С. Салин [5] привели список видов из «песчано-глинистой толщи» (= озерновской свиты) залива Озерного, сопоставляя ее с сертунайским ярусом Сахалина и кулувенской свитой Западной Камчатки (*Acila kustrensis* (Hinds), *Malletia inermis* (Yok.), *Nuculana pilvoensis* Laut., *Yoldia tokunagai*, *Y. caudata* Khom., *Mytilus ochotensis*, *Cardita tokunagai* Yok., *Macoma nasuta* Conrad, *M. optiva* (Yok.), *Pitaria kavranensis* Slod., *Laternula besshoensis* Yok., *L. sakhalinensis* Slod., *Solemya dalli* Clark и др.). По-видимому, в этот список попали виды разных стратиграфических уровней.

Несколько видов моллюсков из этого района были описаны и изображены Л. В. Криштофович [2], которая определяла сборы М. Ф. Двали 1947 года и рассматривала данный комплекс как близкий к таковому из тушевской свиты Восточной Качатки. Позднее комплекс верхней части толщи мыса Тупого был приведен в работах И. Г. Прониной и Г. Л. Берсона [3, 4], которые среди характерных видов указывали на *Acila kholmskensis*, *Malletia inermis*, *Nuculana pilvoenica* Laut., *Portlandella nitida* Slod., *Neilo multidentata* Khom., *Acilana tokunagai*, *Cyclocardia djakovi* L. Krisht. и др., отмечая, что комплекс является переходным от мачигарского к более молодому (олигоцен-нижний миоцен).

В 80-х г. г. коллекция моллюсков из озерновской свиты, собранная М. Е. Бояриновой, была определена В. М. Гладиковой. Ею указывались следующие формы: *Acila kholmskensis*, *Portlandella watasei* (Kan.), *Delectopecten* cf. *watanabei* (Yok.), *Trochocerithium* cf. *wadanum* Yok. и другие. Этот комплекс сравнивался с таковым

алугинской свиты Северо-Восточной Камчатки и относился к верхнему олигоцену (?) - нижнему миоцену. К сожалению, изображение этой фауны не публиковалось.

Ниже дается характеристика комплексов моллюсков нашей коллекции из описанных свит (табл.1).

**Густовская свита.** Комплекс включает 11 форм: *Acila elegantiae* (преобладает), *Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Conchocele* sp., *Cyclocardia* cf. *ilpinensis*, *Cyclocardia* sp. 1, *Macoma* sp., *Lyocyma furtiva*, *Hataiella aluginiensis*, *Turriola* sp., *Fulgoraria* cf. *coldata*. Из перечисленных видов, *A. elegantiae* описана из олигоценовой аракайской свиты Южного Сахалина; *L. furtiva* кроме типового местонахождения, из нижнеолигоценовой формации Асагай угольного месторождения Джобан о-ва Хонсю, отмечена в олигоценовых и нижнемиоценовых формациях «Гойясу», Ушикубитоге, «Ога» о-ва Хонсю, Чаро и Нуибетсу о-ва Хоккайдо, густовской, мачигарской, невельской свит Сахалина, воямпольской серии Западной Камчатки, змейковской и малленской свит Корякского нагорья; *H. aluginiensis* широко распространена в олигоценовых алугинской свите и низах пахачинской свиты п-ва Ильпинского и залива Корфа, а также найдена в нижней части хайидинской свиты Нижнехатырского прогиба Корякского нагорья. Таким образом, виды встреченные в густовской свите, распространены в олигоценовых и нижнемиоценовых отложениях соседних регионов. При этом два вида известны только из олигоценовых отложений, что позволяет отнести густовскую свиту с долей условности к олигоцену.

**Озерновская свита.** Комплекс моллюсков озерновской свиты включает 32 вида, в том числе 5 новых, и 25 форм, определенных в открытой номенклатуре. Основная масса раковин была найдена в карбонатных конкрециях, приуроченных к нескольким прослоям и линзам; в самой породе раковины хорошей сохранности встречаются редко.

Остатки моллюсков обнаружены на нескольких уровнях. В нижней части свиты, в толще 1 (обр. 1/1-10) наиболее массовыми видами являются *Acila tsutovichii*, *Nuculana alferovi*, *Yoldia chojensis*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Macoma izurenensis* (= *M. simizuensis* L. Krisht.), *M. osakaensis*, *Periploma yokoyamai* (= *P. sakhalinensis* = *P. borensis* Ilyina = *P. moneronica* Zhidkova), *Tectonatica ezoana*. Более редки *Ennucula kryshstofovichii*, *Acila alugiensis*, *Lunulicardita abesinaiensis* (Otuka) (= *L. djakovi* (L. Krisht.) = *L. karagiensis* Popov), *Broderiptella ozernensis*. Этот комплекс не имеет общих видов с таковым густовской свиты. За исключением единичных *Oenopota chejsliensis* Sinelnikova и *Mesalia* (?) *subyensis* Titova в нем практически нет видов, которые не были бы обнаружены в более высоких частях свиты.

Более разнообразный комплекс собран на втором уровне - из линз конгломератов (до 0,4-1,2 м) с конкре-



циями нижней части толщи 4 (обр. 6/54 и 6/59). Обращает на себя внимание, что массовые виды те же, что и в толще 1. С другой стороны, только в этой толще встречаются *Acila urjumae* Slod., *Malletia wajampolkensis* L. Krisht., *Mytilus ochotensis*, *M. addicotti*, *Lima (Acesta) sakhalinensis* (= *L. yagenensis* Otuka), *Spisula equilateralis* (= *S. onnehiuria* (Otuka)), *Phanerolepida ozernensis* и другие. *Clinocardium obstinatum* Varinov и *Lussivolutopsius ozernensis* sp. nov. не были найдены в вышележащих отложениях свиты. Ряд видов: *Malletia ovalis* L. Krisht., *Acilana tokunagai*, *Cyclocardia ilpinensis*, *C. yakatagensis*, *Panomya elongata*, *Mya salmonensis* встречаются и в верхней части свиты. Все характерные и появившиеся виды, кроме *Acilana tokunagai*, *Cyclocardia ilpinensis* и *Phanerolepida ozernensis*, представлены единичными экземплярами.

В этой же части свиты моллюски были собраны еще в двух пачках. В конкрециях песчано-конгломеративных слоев (5 м) (толщи 6, обр. 6/32) встречаются те же доминирующие виды, что и в более низких слоях, и несколько видов, общих с известными в толще 4. В грубых песчаниках (до 2 м) более высоких слоев (толща 8, обр. 6/13) массовыми видами являются распространенные по всей свите *Acila tsutovitchi*, *Yoldia chojensis*, *Macoma izurensis*, *M. osakaensis*, *Periploma yokoyamai*, *Tectonatica ezoana*, а также *Acilana tokunagai* и *Cyclocardia ilpinensis*, появившиеся в толще 4.

В целом, комплекс моллюсков озерновской свиты характеризуется видами *Acila tsutovitchi*, *Yoldia chojensis*, *Lunulicardita abesinaiensis*, *Macoma izurensis*, *M. osakaensis*, *Periploma yokoyamai*. Большая часть этих видов относится к числу массовых. Также практически по всему разрезу свиты (кроме ее верхней части) распространены *Nuculana alferovi*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Tectonatica ezoana*, *Broderiptella ozernensis*. Отличия комплексов отдельных слоев, вероятно, связано с различием литологического состава пород и особенностями захоронения раковин моллюсков.

Говоря о совместной встречаемости видов, можно отметить, что почти во всей свите (прежде всего в туфоалевролитах) преобладает вид *Acila tsutovitchi*, совместно с которым, но в меньшем числе, присутствуют виды *Macoma*, *Periploma*, *Cyclocardia* или *Lunulicardita*, *Yoldia* и *Megayoldia*. В таких же породах встречаются конкреции с большим числом раковин *Nuculana alferovi* и более редкими *Ennucula*. В алевролитах слоя 6/32 найдена своеобразная ассоциация мелких гастропод.

Как уже отмечалось выше, наиболее разнообразные остатки моллюсков встречаются в слое 6/54, где вмещающая их линза, возможно, образовалась в результате деятельности подводного потока. Об этом свидетельствует наличие крупной гальки и конкреций со скоплениями раковин одного из родов: *Acila*, *Macoma*, *Nuculana*, *Phanerolepida* и др. Сочетание батиальных моллюсков *Phanerolepida*, современные представители ко-

торых обитают обычно на глубинах 500-800 м [12], и сравнительно мелководных *Mytilus* может свидетельствовать об аллохтонном происхождении комплекса. Однако раковины моллюсков имеют хорошую сохранность: отмечаются двустворчатые экземпляры с сохранившейся скульптурой и пр. Не исключено, что в данном случае мы имеем дело с перетолженными конкрециями раннедиагенетического происхождения. Вместе с тем, в конкрециях и во вмещающих породах встречаются и одинаковые массовые виды: *Acila tsutovitchi*, *A. alugiensis* (двустворчатые раковины), *Acilana tokunagai*, *Megayoldia thraciaeformis* (деформированные). Это позволяет предположить отсутствие значительной возрастной разницы между автохтонными и аллохтонными элементами данного местонахождения, скорее всего, сформированного в условиях континентального склона. Вероятно, сравнительно глубоководные условия нижней сублиторали-батиали преобладали на данной территории во время формирования осадков всей озерновской свиты.

Наличие в комплексе представителей только бо-реальных родов, с одной стороны, может быть объяснено относительно глубоководными условиями их обитания. Однако с другой стороны, отмеченные мелководные двустворчатые моллюски также не включают какие-либо теплолюбивые группы. Это может свидетельствовать об относительно умеренной температуре морских вод озерновского времени.

Рассматривая распространение видов, характерных для озерновской свиты в соседних регионах (рис. 3, табл. 2), можно отметить, что наибольшее число видов являются общими для пахачинской свиты Ильпинского п-ова и залива Корфа, как и пестроцветной свиты о-ва Карагинского Восточной Камчатки, кулувенской свиты Западной Камчатки, борской свиты Восточного Сахалина, холмской и невеличской свит Южного Сахалина, верхней части формации Пул Крик Аляски, формаций Татсукобу, Тсубетсу, Санкебетсу о-ва Хоккайдо, групп Хикокубо и Морозаки о-ва Хонсю, относимых в целом к олигоцену-нижнему миоцену или нижнему миоцену. Вместе с тем, в озерновской свите не встречен ни один вид, распространенный в отложениях нижнего олигоцена. Несколько общих видов: *Nuculana alferovi*, *Acilana tokunagai*, *Macoma osakaensis*, *M. simizuensis*, имеются в верхнеолигоценовой (диатомовая зона *Rocella gelida*) формации Татсукобу о-ва Хоккайдо [14]. Из свит, относящихся к олигоцену на основании данных по бентосным группам фауны, только *Acila alugiensis*, *Cyclocardia ilpinensis*, *Acilana tokunagai* и *Tachyrhinchus plicatus* Titova найдены в алугинской и ионайской свитах Корякского нагорья. Почти все вышеперечисленные виды встречаются и в нижнемиоценовых отложениях. Практически отсутствуют общие виды с верхнеэоцен-олигоценным амининско-гаххинским и олигоценным утхолокско-вивентекским горизонтами Западной Камчатки, вер-

хнезоцен-олигоценовыми мачигарской, аракайской и гастелловской свитами Сахалина.

В целом практически все виды озерновской свиты, не считая новых, известны из отложений, относящихся ныне в основном к нижнему миоцену. Для некоторых из этих подразделений имеются данные по диатомовым водорослям, указывающие на их принадлежность к нижнемиоценовым зонам *Thalassiosira prae-fragra* (борская свита), *Thalassiosira fragra* (формации

Санкебетсу, Каменоо и Тсубетсу) или *Crucidentacula kanayae* (группа Ширадо, верхняя часть пестроцветной свиты) [1, 13, 14, 16]. Формация Ушикубитоге упомянутой выше группы Хикокубо на основании данных по наннопланктону отнесена к зонам NN4-5 нижнего-среднего миоцена [15]. Данные о возрасте остальных подразделений менее определены, но в большинстве корреляционных схем они датированы или олигоценом-ранним миоценом (пахачинская, маллэнская, хайдинская свиты, формации Камичаро, Токомуро, Пул Крик) или ранним миоценом (кулувенская, моржовская, холмская, невельская, борская свиты, формации Асахи, Хония, Гойясу), или, наконец, ранним-средним миоценом (ильинская свита, формации Акейо, группы Морозаки, Кумано и др.). При этом, только из отложений, относящихся к нижнему миоцену, известны *Ennucula kryshstofovichii*, *Acila tsutovichii*, *A. urjumaе*, *Malletia wajampolkensis*, *Mytilus ochotensis*, *M. addicotti*, *Clinocardium obstinatum*, *Tectonatica ezoana*, *Oenopota chejliensis*, хотя для отдельных видов точные возрастные датировки не определены.

Таким образом, комплекс моллюсков озерновской свиты в целом коррелируется с комплексами нижнего миоцена сопредельных районов, что и определяет ее возраст.

Изображения моллюсков из густовской и озерновской свит приводятся на фототаблицах I-III.

**Диатомеи.** В густовской свите диатомеи не обнаружены. Впервые диатомовые водоросли озерновской свиты были выявлены Л. М. Долматовой. В одном образце из нижней части разреза она отмечала находки *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg. В шести образцах из средней части были встречены *Kisseleviella carina* Sheshukova и *Hyalodiscus dentatus* O. Korotkevich. Возраст вмещающих отложений определялся началом среднего миоцена.

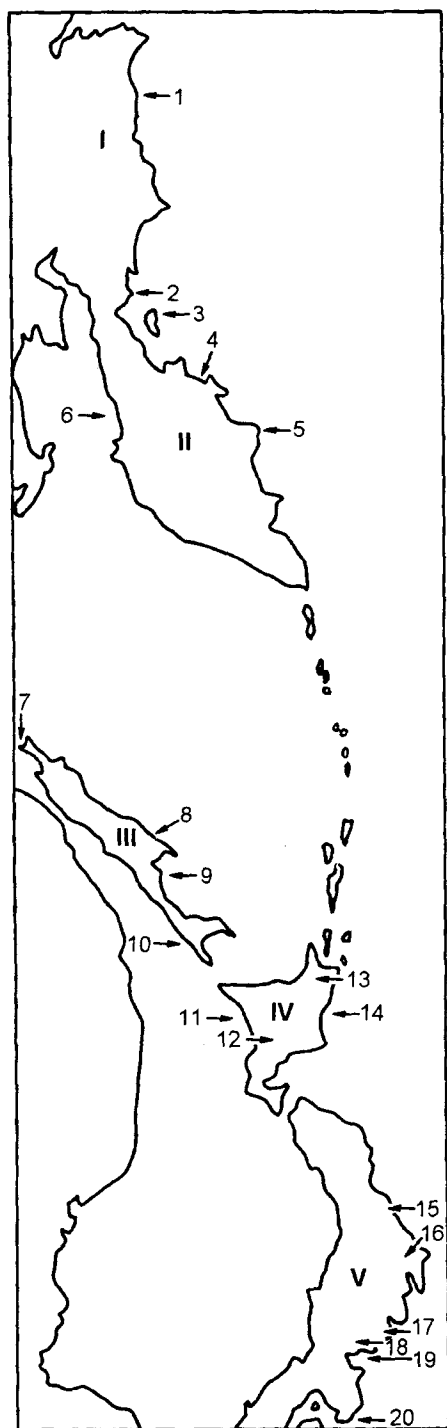


Рис. 3. Местонахождения олигоценовых и раннемиоценовых моллюсков, упомянутых в тексте

I - Корякское нагорье; II - п-ов Камчатка; III - о-в Сахалин; IV - о-в Хоккайдо; V - о-в Хонсю.

1 - Нижнехатырский прогиб (маллэнская, ионайская, хайдинская, моржовская свиты), 2 - залив Корфа, р. Вывенка, п-ов Ильпинский (алугинская и пахачинская свиты), 3 - о-в Карагинский (пестроцветная свита), 4 - залив Озерной, 5 - п-ов Кроноцкий (тшошевская свита), 6 - Тигильский р-н (кулувенская и ильинская свиты), 7 - п-ов Шмидта (мачигарская и пильская свиты), 8 - Восточный Сахалин (борская и уранайская свиты), 9 - Макаровский р-н (гастелловская, холмская, невельская свиты), 10 - Юго-Западный Сахалин (аракайская, холмская, невельская свиты), 11 - угольное месторождение Хаборо (формации Санкебетсу и Чикубетсу), 12 - угольное месторождение Исикари (формация Асахи), 13 - р-н Китами-Тсубетсу (формации Татсукубу и Тсубетсу), 14 - угольное месторождение Куширо (формации Чаро, Нуибетсу, Камичаро, Токомуро), 15 - угольное месторождение Джобан (формации Асгай, Гойясу, Хония, Камсноо, группа Ширадо), 16 - р-н Титибу (группа Хикокубо, формация Ушикубитоге), 17 - р-н Каксгава (формация "Ога"), 18 - р-н Мизунами (формация Аксё), 19 - п-ов Чита (группа Морозаки), 20 - п-ов Кии (группа Кумано).

Таблица 2. Распространение видов моллюсков из озерновской свиты в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях северной части Тихоокеанской области

Виды	Вост. Камчатка			Зап. Камчатка		Корякское нагорье				Сахалин						Аляска	Япония
	1	2	3	1	2	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6		
<i>Ennucula kryshfovichii</i>				X													
<i>Acila (Acila) alugiensis</i>	X							X	+								X
<i>A. (A.) tsutovitchi</i>																X	X
<i>A. (Lacia) uriumae</i>																	X
<i>Malletia ovalis</i>		+															
<i>M. wajampolkensis</i>				X													
<i>Nuculana (Borissia) alferovi</i>																X	X
<i>Yoldia (Yoldia) chojensis</i>		X	X	X	X				?		X	X					
<i>Megayoldia thraciaeformis</i>				?	X				?		X	X					
<i>Acilana tokunagai</i>							X	X		X					X	X	
<i>Mytilus (Tumidinytilus) ochotensis</i>				X													
<i>M. (T.) addicotti</i>				X													
<i>Lima (Acesta) sakhalinensis</i>										X					X	X	
<i>Cyclocardia yakatagensis</i>			X						+		X						X
<i>C. ilpinensis</i>	X		?				X			X						?	
<i>Lunulicardita abesinaiensis</i>		X	X								X				X	X	
<i>Clinocardium obstinatum</i>			X														
<i>Spisula (Macromeris) equilateralis</i>		X		X	X								X	?		X	
<i>Macoma osakaensis</i>			X	X	X					X			+	X	X		
<i>M. izurensis</i>				X		+			X	+	X	X		X	X		
<i>Mya salmonensis</i>		X	+								X	X			X	X	
<i>Panomya elongata</i>			X	X												X	
<i>Periploma yokoyamai</i>				X	X			X			X				X		
<i>Mesalia (?) subyessoensis</i>			X														
<i>Tachyrhynchus plicatus</i>	X																
<i>Tectonatica ezoana</i>																	
<i>Oenopota chejliensis</i>				X													

Условные обозначения: X - типовое местонахождение (для Японии выделено жирным шрифтом), x - вид изображен из данных отложений, + - вид указан из данных отложений. Свиты: Восточная Камчатка: 1 - алугинская, 2 - пахачинская, 3 - пестроцветная; Западная Камчатка: 1 - кулувенская, 2 - ильинская; Корякское нагорье (Нижнехатырский прогиб): 1 - маллэнская, 2 - ионайская, 3 - хайдинская, 4 - моржовская; Сахалин: 1 - пильская, 2 - борская, 3 - уранайская, 4 - аракайская и гастелловская, 5 - холмская, 6 - невельская; Аляска: верхняя часть формации Пул Крик.

В нашей коллекции остатки диатомей обнаружены в 44 образцах. Диатомовые отличаются по разнообразию и обилию. В целом, в озерновской свите выделены пять комплексов диатомей (рис. 4). Присутствие в них форм, имеющих важное стратиграфическое значение, позволяет наметить корреляцию с северотихоокеанской зональной шкалой для этого интервала [11]. Датировки абсолютного возраста приводятся согласно палеомагнитной временной шкале У. Берггрена и др. [9]. Характерные для озерновской свиты виды диатомей приведены на фототаблице IV.

Первый диатомовый комплекс приурочен к интервалу разреза озерновской свиты между образцами 1/1а - 1/17а (толщи 1, 2). Диатомеи обнаружены в 19 образцах (снизу вверх): 1/1а, 1/2, 1/3а, 1/4, 1/4а, 1/5а, 1/5б, 1/6, 1/7, 1/8а, 1ПК/8, 1/8-1, 1/9, 1/9а, 1/11, 1/14-1, 1/15а, 1/17, 1/17а. Самой характерной особенностью ассоциации является присутствие *Rocella gelida* (Mann) Bukry - зонального вида позднего олигоцена, который найден в разрезах Камчатки впервые. Доминантами и субдоминантами являются *Kisseleviella carina*, *Coscinodiscus marginatus*, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba. В ряде случаев к субдоминантам относится *Odontella sawamurae* Akiba. Отмечаются единичные находки *Kisseleviella ezoensis* Akiba, *Lisitzinia ornata* Jouse (обр. 1/8а), *Rocella gelida* var. *schraderi* (Bukry) Barron (обр. 1/17а), *R. vigilans* Fenner (обр. 1/11, 1/17а) и относительно тепловодного вида *Coscinodiscus rhombicus* Castracane (обр. 1/9, 1/9а), обнаруженного в разрезах Камчатки впервые. Кроме того, найдены *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, *C. miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa, *C. jouseanus* (Sheshukova) Williams, *C. linearis* (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa, *Azpeitia oligocenica* (Jouse) Sims, *Az. tabularis* (Grunow) Fryxell et Sims, *Pyxilla* sp., представители родов *Cestodiscus*, *Pseudotrickeratium*, *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*), *Coscinodiscus*, *Goniothecium*. На отдельных уровнях разреза обнаружены также единичные *Actinocyclus ingens* Rattray (обр. 1/5б, 1/7, 1/15а), *Thalassiosira insigna* (Jouse) Harwood et Maruyama, *Th. aff. irregularata* Schrader.

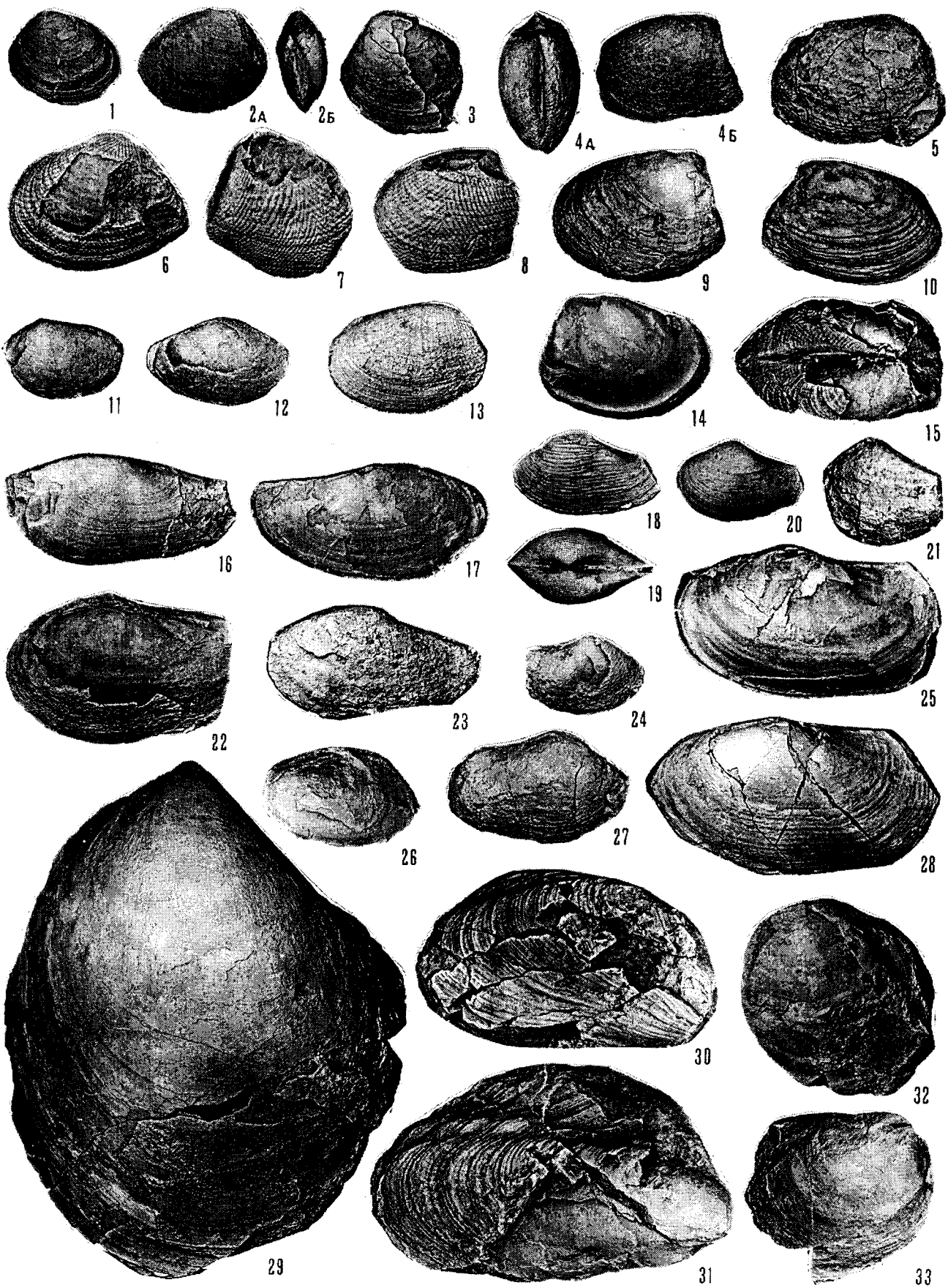
Определение возраста данного комплекса представляется не совсем однозначным. Сочетание найденных в комплексе *Rocella gelida*, *R. gelida* var. *schraderi*, *R. vigilans*, *Lisitzinia ornata*, *Thalassiosira* aff. *irregularata*, *Cavitatus* spp. (включая *C. rectus*), с одной стороны, характерно для ассоциации северотихоокеанской диатомовой зоны *Rocella gelida* [11]. Последняя отвечает верхнему олигоцену и датируется в пределах 28,2-24,0 млн лет. Нижняя граница этой зоны проводится по появлению индекс-вида, а верхняя - по появлению *Thalassiosira praefraga* A. Gladenkov et Barron. Как было показано недавно, *Odontella sawamurae* (обнаруженная в озерновской свите) в разрезах Японии также наиболее типична для зоны *Rocella gelida* [14]. Вместе с тем, в составе первого комплекса отмечена *Kisseleviella ezoensis*, распространение которой в разрезах Северной Пацифики и Японии ограничено нижнемиоценовыми зонами *Thalassiosira praefraga* и *Thalassiosira fraga* [6, 11, 14]. Кроме того, на отдельных уровнях разреза (обр. 1/5б, 1/7, 1/15а) найдены единичные экземпляры *Actinocyclus ingens* - вида, появление которого в северотихоокеанской области по последним данным [11] фиксируется в нижней части раннего миоцена (зона *Thalassiosira praefraga*) и по времени совпадает с последними находками *Rocella gelida*. Из 8 образцов озерновской свиты, в которых найдена *Rocella gelida* (обр. 1/2, 1/5б, 1/8а, 1ПК/8, 1/9, 1/9а, 1/11, 1/17а), *Actinocyclus ingens* обнаружен только в одном (обр. 1/5б). Таким образом, диатомовая ассоциация данной части свиты может, по-видимому, коррелироваться с комплексом зоны *Thalassiosira praefraga*, охватывающей интервал 24,0-20,3 млн лет. Индекс-вид в разрезе отсутствует. Именно к этой зоне в Северо-Западной Пацифике приурочены последние находки *Rocella gelida*, *R. vigilans*, *Lisitzinia ornata*, *Cavitatus rectus*, *Thalassiosira irregularata*, *Coscinodiscus rhombicus*, появление *Kisseleviella ezoensis* и *Actinocyclus inges* [11], а в разрезах Японии - последние находки *Odontella sawamurae* [14]. Находки *Rocella gelida* var. *schraderi*, исчезающей в Северной Пацифике в зоне *Rocella gelida*, могут являться результатом пере-

**Фототаблицы I-III. Моллюски** (все экземпляры раковин, кроме специально отмеченных, происходят из озерновской свиты и изображены в натуральную величину). Новые виды, описания которых сданы в печать, отмечены знаком (\*)

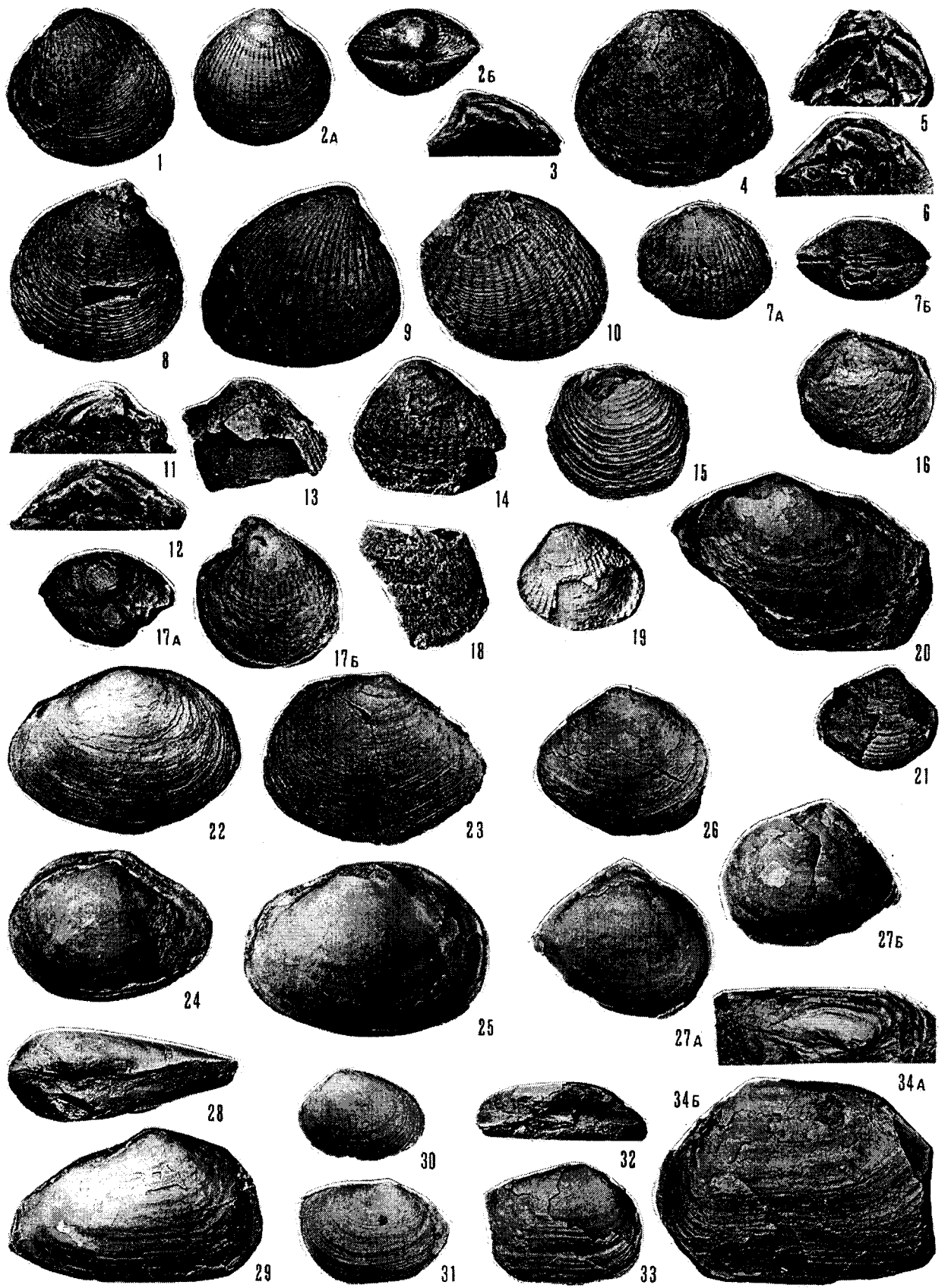
#### Фототаблица I.

1-3. *Ennucula kryshstofovichii* Sinelnikova in Gladenkov, Sinelnikova, 1990; 1 - обр. 6/54, правая створка, ×2; 2 - обр. 6/54: 2а - левая створка, ×2,5, 2б - со стороны макушек, ×2; 3 - обр. 1/5, правая створка, ×2,5. 4-5. *Acila (Acila) elegantiae* Slodkewitsch, 1967; 4 - обр. 5/15; 4а - со стороны макушек, 4б - левая створка; 5 - обр. 5/15, левая створка; густовская свита. 6-8. *Acila (Acila) alugiensis* Pronina, 1980; 6 - обр. 6/54, левая створка; 7 - обр. 1/5, правая створка; 8 - обр. 6/32, левая створка. 9, 10, 14, 15. *Acila (Acila) tsytovitchi* Slodkewitsch, 1967; 9 - обр. 1/5, левая створка; 10 - обр. 6/54, левая створка; 14 - обр. 6/32, правая створка; 15 - обр. 6/54, со стороны макушек. 11. *Malletia ovalis* L. Krishtofovich, 1969; обр. 6/54, левая створка, ×1,5. 12. *Malletia wajampolkensis* L. Krishtofovich in Zhidkova et al., 1972; обр. 6/54, правая створка, ×1,5. 13. *Acila (Lacia) urjumaе* Slodkewitsch, 1967; обр. 6/54, левая створка. 16, 17, 22. *Yoldia (Yoldia) chojevosi* Simonova, 1941; 16 - обр. 1/5, левая створка; 17 - обр. 6/54, правая створка; 22 - обр. 6/54, левая створка. 18-20. *Nuculana (Borissia) alferovi* Slodkewitsch, 1938; 18 - обр. 6/54, левая створка, ×2; 19 - обр. 6/32, со стороны макушек, ×2; 20 - обр. 6/32, левая створка, ×1,5. 21. *Nuculana* sp.; обр. 5/15, левая створка, ×1,5; густовская свита. 23. *Yoldia (Yoldia)* sp.; обр. 5/15, левая створка; густовская свита. 24, 27. *Acilana tokunagai* (Yokoуama, 1925); 24 - обр. 6/54, правая створка; 27 - обр. 6/54, правая створка. 25, 28. *Megayoldia thraciaеformis* (Storer, 1838); 25 - обр. 6/54, левая створка; 28 - обр. 1/5, левая створка. 26. *Musculus* sp.; обр. 6/54, левая створка. 29. *Lima (Acesta) sakhalinensis* Slodkewitsch, 1938; обр. 6/54, правая створка. 30. *Mytilus (Tumidimytilis) ochotensis* Slodkewitsch, 1938; обр. 6/54, правая створка. 31. *Mytilus (Tumidimytilis) addicotti* Kafanov, 1986; обр. 6/59, правая створка. 32. *Conchocele* sp. 2; обр. 6/54, левая створка. 33. *Conchocele* sp. 1; обр. 5/15, правая створка; густовская свита.

Фототаблица I.



Фототаблица II.





отложения или указывать на более длительный интервал распространения этой формы в более северных районах. Однако нельзя исключать, что первый комплекс озерновской свиты может коррелироваться и с ассоциацией верхней части зоны *Rocella gelida* (верхний олигоцен). При этом более раннее появление *Kisseleviella ezoensis* и *Actinocyclus ingens* по сравнению с другими разрезами может объясняться недостаточно точно установленными нижними пределами распространения этих форм в разных широтах и различных частях северотихоокеанского региона. Таким образом, вмещающие первый диатомовый комплекс отложения могут датироваться в пределах верхней части позднего олигоцена - нижней части раннего миоцена (рис. 4). При этом граница между олигоценем и миоценом (23,8 млн лет) видимо проходит внутри толщ, где найдена данная ассоциация диатомей.

Второй комплекс выделен в толще 3 (обр. Д1/21а, 1/22а, 1/23, 1/24, Д1/28а). Эта обедненная ассоциация характеризуется единичными *Actinocyclus ingens*, *Ikebea tenuis*, а также находками пресноводных форм. Представители рода *Rocella* отсутствуют. Данный комплекс с определенной долей условности может быть скоррелирован с ассоциацией нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira praeфрага*. Такое сопоставление проведено, исходя из наличия в его составе *Actinocyclus ingens* и отсутствия, с одной стороны, представителей рода *Rocella*, а с другой

стороны - форм, характерных для более молодого комплекса зоны *Thalassiosira fraga*. Однако необходимо еще раз отметить обедненность комплекса.

К третьему комплексу отнесены диатомовые ассоциации, обнаруженные в нижней половине толщи 4. Представители рода *Rocella*, типичные для первого комплекса, и *Actinocyclus ingens*, характерный для второго комплекса, здесь отсутствуют. В целом, в составе флоры (обр. 6/33, 6/32, 6/31, 6/29, 6/52, 6/56, 6/59, 6/62) доминирует *Coscinodiscus marginatus*, характерны также *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg. В обр. 6/31 на фоне доминирования *Coscinodiscus marginatus*, *Kisseleviella carina* и субдоминирования *Stellarima microtrias* Hasle et Sims, *Ikebea tenuis* отмечены *Azpeitia tabularis*, *Az. oligocenica*, единичные *Cestodiscus* spp., *Pseudotriceratium* spp., *Thalassiosira* aff. *irregulata*, *Th. insigna*, *Odontella sawamurae* и *Kisseleviella ezoensis*. Данный комплекс также может быть скоррелирован с ассоциацией зоны *Thalassiosira praeфрага* (возможно, верхней ее частью). На это указывают находки *Kisseleviella ezoensis*, *Thalassiosira* aff. *irregulata*, *Odontella sawamurae* и отсутствие видов, типичных для комплекса зоны *Thalassiosira fraga*.

Четвертый комплекс выделен в верхней части толщи 4 (обр. 6/16, 6/10, 6/6, 6/4) и толще 5 (обр. 6/25, 6/19, Д6/19). В целом, эта ассоциация характеризуется

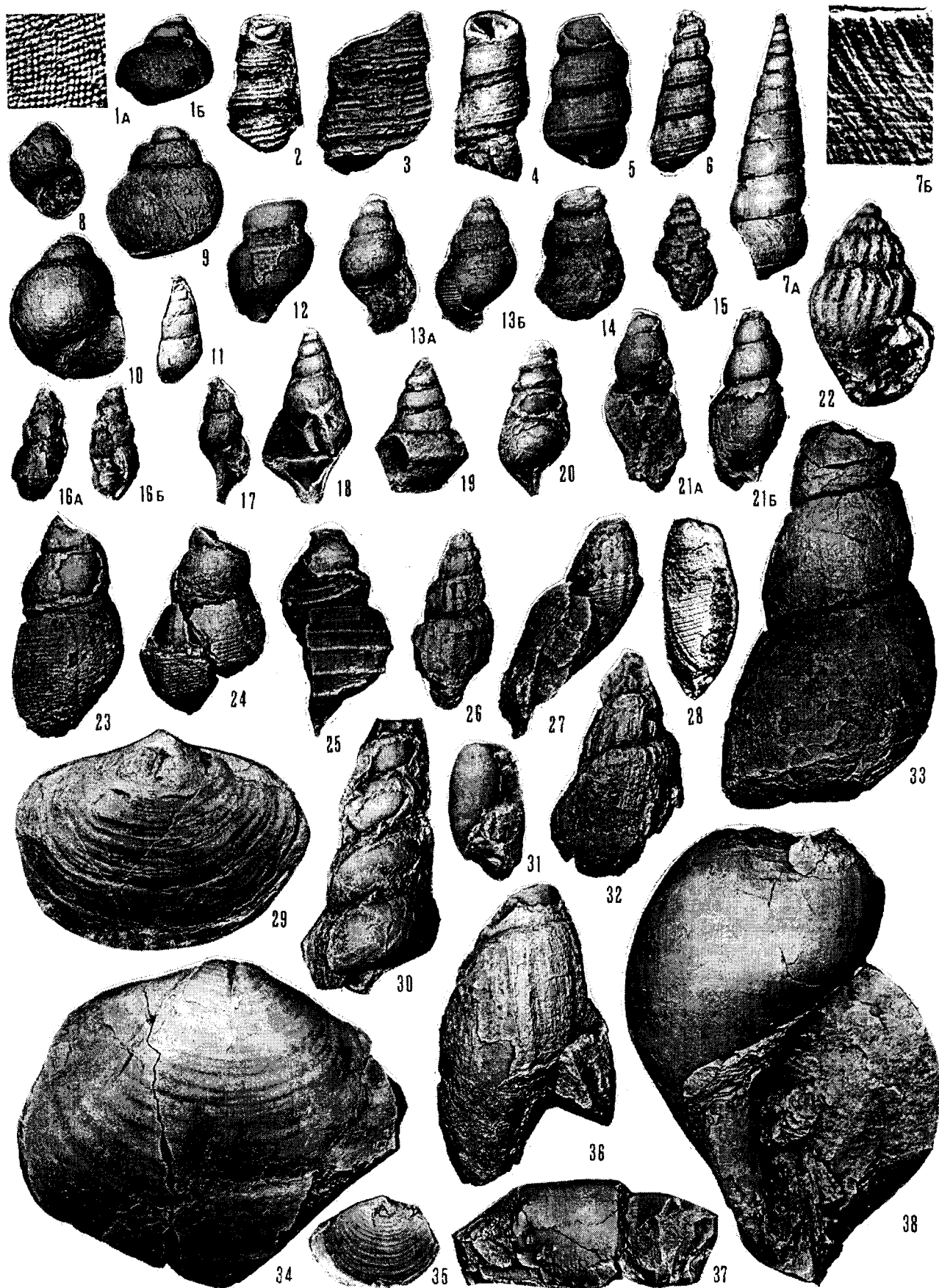
## Фототаблица II.

1-3. *Cyclocardia yakatagensis* (Clark, 1932); 1 - обр. 6/32, левая створка; 2 - обр. 6/32: 2а - правая створка, 2б - со стороны макушек; 3 - обр. 6/32, замочный аппарат правой створки. 4-7. *Lunulicardita abesinaensis* (Otuka, 1940); 4 - обр. 6/13, левая створка; 5 - обр. 6/13, замочный аппарат левой створки; 6 - обр. 6/13, замочный аппарат правой створки; 7 - обр. 6/13: 7а - левая створка, 7б - со стороны макушек. 8-10. *Cyclocardia ilpinensis* Pronina, 1973; 8 - обр. 6/54, правая створка; 9 - обр. 6/13, левая створка; 10 - обр. 6/54, левая створка. 11-13. *Cyclocardia* sp. 1; 11 - обр. 5/15, замочный аппарат левой створки; 12 - обр. 5/15, замочный аппарат правой створки; 13 - обр. 5/15, левая створка; густовская свита. 14. *Cyclocardia* cf. *ilpinensis* Pronina, 1973; обр. 5/15, левая створка; густовская свита. 15. *Lucinoma* sp.; обр. 6/13, левая створка. 16. *Felaniella* sp.; обр. 6/13, левая створка. 17. *Clinocardium obstinatum* Varinov in Gladenkov et al., 1992; обр. 6/54: 17а - со стороны макушек, 17б - левая створка. 18. *Laevicardium* sp.; обр. 5/15, обломок; густовская свита. 19. *Cyclocardia* sp. 2; обр. 6/54, левая створка, ×4. 20. *Spisula equilateralis* (Clark, 1932); обр. 6/54, левая створка. 21. *Liocyta furtiva* (Yokoyama, 1924); обр. 5/15, правая створка, ×1,5; густовская свита. 22-25. *Macoma izurensis* (Yokoyama, 1925); 22 - обр. 6/54, правая створка; 23 - обр. 6/54, левая створка; 24 - обр. 6/54, ядро правой створки; 25 - обр. 6/54, ядро левой створки. 26, 27. *Macoma osakaensis* L. Krishtofovich, 1954; 26 - обр. 1/2, правая створка; 27 - обр. 1/5: 27а - ядро правой створки, 27б - ядро левой створки. 28, 29. *Mya salmonensis* Clark, 1932; 28 - обр. 6/32, ядро со стороны макушек; 29 - обр. 6/54, ядро правой створки. 30, 31. *Macoma* aff. *seminuda* Varinov in Gladenkov et al., 1992; 30 - обр. 6/54, правая створка; 31 - обр. 6/54, левая створка. 32-34. *Panomya elongata* Kanno, 1958; 32 - обр. 6/32, замочный край правой створки; 33 - обр. 6/32, правая створка; 34 - обр. 6/54: 34а - замочный край, 34б - левая створка.

## Фототаблица III.

1. (\*) *Phanerolepida ozernensis* Titova, sp. nov.; голотип, обр. 6/54: 1а - скульптура, ×8, 1б - вид сзади. 2. *Turriola* sp.; обр. 5/15, г1,5; густовская свита. 3. *Hataiella (Kotakaella) aluginiskensis* Titova, 1994; обр. 5/15, ×1,5; густовская свита. 4. *Neohaustator* sp.; обр. 6/54. 5. *Mesalia subyessoensis* Titova, 1994; обр. 1/7, экз. КП МГУ 256/97. 6. *Tachyrhynchus plicatus* Titova, 1994; обр. 6/54, ×2. 7. *Broderiptella ozernensis* Titova, 1994; голотип N256/66, обр. 6/54: 7а - вид сбоку, 7б - скульптура, ×8. 8-10. *Tectonatica ezoana* (Kanno et Matsuno, 1960); 8 - обр. 6/32, со стороны устья; 9 - обр. 6/54, вид сзади; 10 - обр. 6/54, со стороны устья. 11. *Mitrella* (?) sp.; обр. 6/54. 12. *Neadmete* sp.; обр. 1/2, ×2. 13. (\*) *Colus (Aulacofusus) ozernensis* Titova, sp. nov.; голотип, обр. 6/54: 13а - со стороны устья, 13б - вид сзади. 14, 15. *Makiyamaya* sp. 1; 14 - обр. 6/32, ×2,5; 15 - обр. 6/32. 16. *Volutomitra* aff. *praebuchardi* Sinelnikova in Gladenkov, Sinelnikova, 1990; обр. 6/32: 16а - вид сзади, 16б - со стороны устья. 17, 18. (\*) *Mohnia ozernensis* Titova, sp. nov.; 17 - голотип, обр. 6/54; 18 - паратип, обр. 6/54. 19. *Turridae* gen. et sp. indet.; обр. 6/54, ×2,5. 20. *Makiyamaya* sp. 2; обр. 6/54. 21. (\*) *Volutomitra ozernensis* Titova, sp. nov.; голотип, обр. 6/54, ×2: 21а - со стороны устья, 21б - вид сзади. 22. *Oenopota* cf. *kuluvensis* Sinelnikova in Gladenkov, Sinelnikova, 1990; обр. 6/32, ×9. 23, 24. (\*) *Lussivolutopsis ozernensis* Titova, sp. nov.; 23 - голотип, обр. 6/54; 24 - паратип, обр. 6/54. 25. *Ancistrolepis* cf. *reavensis* Clark, 1932; обр. 6/59. 26. *Oenopota chejliensis* Sinelnikova in Gladenkov, Sinelnikova, 1990; обр. 1/2, ×2,5. 27, 32. *Fulgoraria (Musashia)* cf. *cordata* Olcinik, 1993; 27 - обр. 5/15; 32 - обр. 5/15; густовская свита. 28. *Eocylichna* sp. 1; обр. 6/54, ×9. 29, 34. *Periploma yokoyamai* Makiyama, 1934; 29 - обр. 6/54, левая створка; 34 - обр. 1/3, правая створка. 30. *Epitonium (Boreoscala)* sp.; обр. 6/54. 31. *Eocylichna* sp. 2; обр. 6/54, ядро со стороны устья. 33, 38. *Volutopsis* sp.; 33 - обр. 6/54; 38 - обр. 6/32. 35. *Periploma* sp.; обр. 1/5, левая створка. 36. *Fulgoraria* cf. *tokunagai* (Kanchara, 1937); обр. 6/54. 37. *Calianassa* sp.; обр. 6/54.

## Фототаблица III.



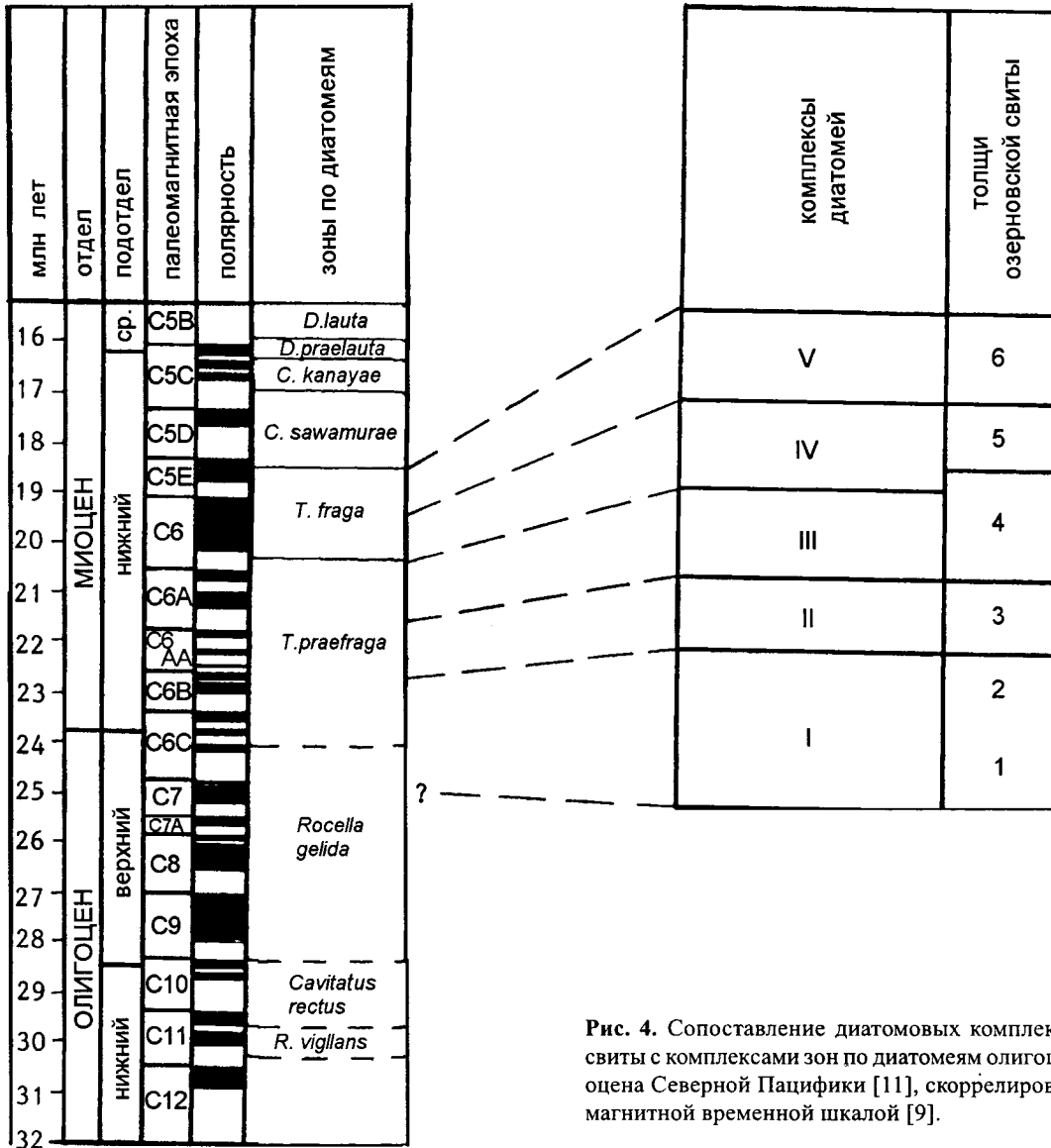
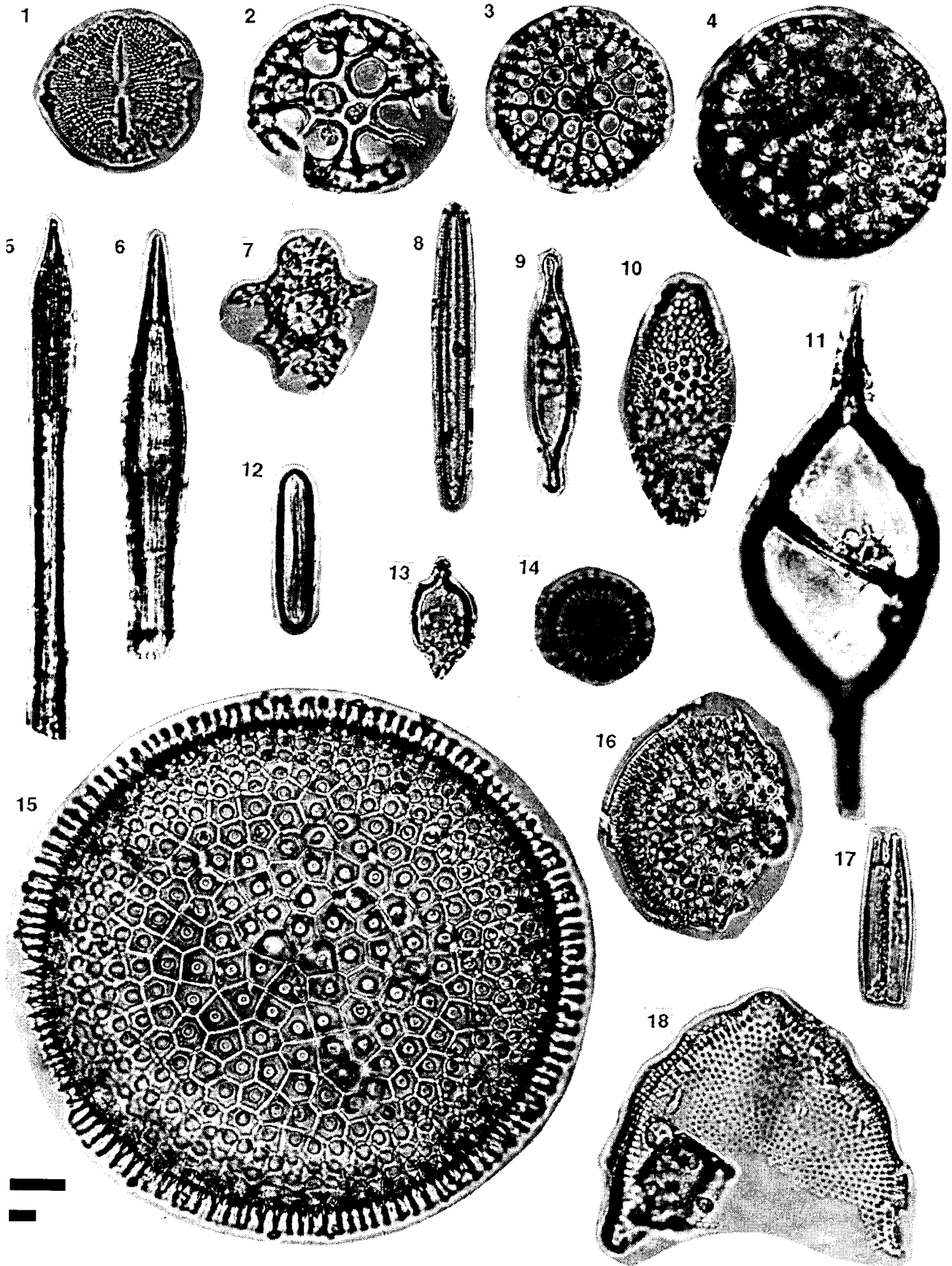


Рис. 4. Сопоставление диатомовых комплексов озерновской свиты с комплексами зон по диатомеям олигоцена-нижнего миоцена Северной Пацифики [11], скоррелированными с палеомагнитной временной шкалой [9].

единичными *Actinocyclus ingens*, находками *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, *Coscinodiscus marginatis*, наличием пресноводных форм. Представители рода *Rocella*, а также *Odontella sawamurae* в составе комплекса отсутствуют. Среди диатомовых, обнаруженных в обр. 6/16 из толщи 4, на фоне доминирования *Kisseleviella carina* отмечены единичные *Thalassiosira fraga* Schrader, *Azpeitia praenodulifera* (Barron) Sims et Fryxell и *Az. tabularis*. Этот, более молодой, диатомовый комплекс может быть скоррелирован с ассоциацией нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga*. Нижняя граница этой зоны проводится в Северной Пацифике по появлению индекс-вида на уровне 20,3 млн лет, а верхняя - по появлению *Crucidenticula sawamurae* Yanagisawa et Akiba на уровне 18,4 млн лет. В составе озерновского комплекса отмечена находка *Thalassiosira fraga*, но отсутствуют формы, характерные для более молодой зоны *Crucidenticula sawamurae*.

К пятому комплексу отнесена ассоциация, приуроченная к толще 6, где диатомеи обнаружены в пяти образцах: 6/44, 6/45, 6/46, 6/47, 6/48. За исключением флоры, обнаруженной в обр. 6/47, этот комплекс характеризуется единичными и редкими находками *Actinocyclus ingens*, *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, *Paralia sulcata*. Представители рода *Rocella* и *Odontella sawamurae* отсутствуют. В обр. 6/47 найдена богатая флора, во многом отличающаяся по составу от первых трех комплексов. В ее составе на фоне доминирования представителей рода *Stellarima*, в частности, отмечены впервые найденные в разрезах Камчатки *Raphidodiscus marylandicus* Christian, *Rhizosolenia hotaense* Akiba, *Rh. norwegica* Schrader, а также *Thalassiosira fraga*, *Kisseleviella ezoensis*, *Lithodesmium* aff. *undulatum* Ehrenberg, *Pseudotrickeratium* spp. и силикофлагеллята *Naviculopsis lata* var. *obliqua* Вукру. Пятый комплекс по

Фототаблица IV.



возрасту близок к четвертому, являясь при этом более представительным. Он также скоррелирован с ассоциацией нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga*. О таком сопоставлении свидетельствуют находки в составе комплекса *Thalassiosira fraga*, *Azpeitia praenodulifera* (отмеченные и в четвертом комплексе), *Rhizosolenia norwegica*, *Rh. hotaense*, *Actinocyclus ingens*, *Kisseleviella ezoensis* и *Raphidodiscus marylandicus* - относительно тепловодного вида, типичного для раннего-среднего миоцена. Появление второй и третьей из упомянутых форм в разрезах Северо-Западной Пацифики и Японии фиксируется в зоне *Thalassiosira fraga* [6, 11, 14]. Для этой же зоны наиболее типична *Rhizosolenia hotaense*, хотя первые ее находки относятся к самой верхней части зоны *Thalassiosira praefraga*, а последние - к зоне *Crucidenticula sawamurae* [11]. Верхний предел распространения другого вида, *Kisseleviella ezoensis*, по имеющимся на сегодняшний день данным по материалам изучения разрезов Японии находится не выше верхней границы зоны *Thalassiosira fraga* [6, 14]. Дополнительным свидетельством определения возраста четвертого и пятого комплексов является также отсутствие в их составе *Cavitatus rectus*, последние находки которого приурочены к верхней части зоны *Thalassiosira praefraga* [7, 11]. Отсутствуют и формы, появляющиеся в более молодой зоне *Crucidenticula sawamurae* и типичные для ее ассоциации: индекс-вид, *Proboscia praebarboi* (Schrader) Jordan et Priddle, *Mediaria splendida* Sheshukova и др. Кроме того, необходимо особо отметить, что в составе пятого комплекса (обр. 6/47) найдена силикофлагеллята *Naviculopsis lata* var. *obliqua*. По данным Д. Бакри, эта форма является северотихоокеанским эндемиком и типична для раннего миоцена [10]. В разрезе скважины Программы океанического бурения (ODP) 883 в Северо-Западной Пацифике появление *Naviculopsis lata* var. *obliqua* фиксируется на уровне, отнесенном к диатомовой зоне *Thalassiosira fraga* [8, 10]. Поэтому находка данной формы силикофлагеллят также подтверждает корреляцию соответствующей части разреза озерновской свиты с зоной *Thalassiosira fraga*. Таким образом, вмещающие четвертый и пятый диатомовые комплексы отложения датируются в пределах начала раннего миоцена (20,3-18,4 млн лет).

При корреляции и оценке возраста выделенных комплексов необходимо однако учитывать некоторые трудности, с которыми пришлось столкнуться в связи с недостаточной представительностью флоры в образцах.

Так флора, найденная в образцах из толщи 6 озерновской свиты, находящихся выше и ниже по разрезу, чем обр. 6/47, отнесена к пятому озерновскому комплексу с долей условности. Стратиграфически важных для нижнего миоцена видов, за исключением *Actinocyclus ingens*, она, однако, не содержит. Это относится также к четвертому комплексу (толщи 4 и 5), в котором относительно представительная флора, включающая *Thalassiosira fraga*, *Azpeitia tabularis*, *Az. praenodulifera*, найдена только в обр. 6/16. Это касается и третьего комплекса: например, в толще 4 находки *Kisseleviella ezoensis* и *Odontella sawamurae* отмечены только в обр. 6/31, 6/59 и 6/56, а *Azpeitia tabularis*, *Az. oligocenica*, *Cestodiscus* spp., *Thalassiosira* aff. *irregularata* - только в обр. 6/31. Поэтому граница между первым и вторым комплексом проведена нами по уровню, на котором фиксируются последние находки представителей рода *Rocella* (обр. 1/17а). В других случаях границы между комплексами «размыты» и «подтянуты» к литологическим границам между толщами.

Во многих образцах из озерновской свиты найдены пресноводные диатомовые (например, в толщах 3, 4, 5, 6), а на некоторых уровнях - бентосные и многочисленные споры диатомей, отмеченные в составе морской флоры ( в первую очередь, в толще 1: обр. 1/2, 1/4, 1/4а, 1/5а, 1/17 и в толще 6: обр. 6/47). Это может свидетельствовать о регулярном сносе со стороны суши в морской бассейн остатков пресноводных форм и/или частом обмелении моря. С другой стороны, интересен факт находок относительно тепловодных морских видов на двух уровнях в разрезе (обр. 1/9, 1/9а и 6/47), что говорит об эпизодах некоторого повышения температур приповерхностных вод в позднеолигоценое- раннемиоценовое время.

Помимо озерновской свиты, за последние несколько лет диатомовые комплексы, характеризующие интервал позднего олигоцена-раннего миоцена, выявлены сразу в нескольких районах Северотихоокеанской области и ее обрамления: в северо-западном секторе субарктической Пацифики (скважина ODP 884), на Сахалине (пиленгская и борская свиты) и в Японии, на о-ве Хоккайдо (формации Токива, Токомуро, Татсукобу и Тсубетсу). Это впервые позволило трассировать упомянутый интервал и границу между олигоценом и миоценом на широкой площади северо-западной части Тихоокеанского региона.

#### Фототаблица IV. Диатомей и силикофлагелляты, характерные для озерновской свиты.

Масштабные отрезки = 10 микрон (А - для фиг. 1-2, 4-18; Б - для фиг. 3). 1 - *Raphidodiscus marylandicus* Christian, обр. 6/47; 2 - *Rocella gelida* var. *schraderi* (Bukry) Barron, обр. 1/17а; 3 - *Rocella gelida* (Mann) Bukry, обр. 1/17а; 4 - *Rocella vigilans* Fenner, обр. 1/11; 5 - *Rhizosolenia hotaense* Akiba, обр. 6/47; 6 - *Rhizosolenia norwegica* Schrader, обр. 6/47; 7 - *Lisitzinia ornata* Jouse, обр. 1/8а; 8 - *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams, обр. 6/47; 9 - *Kisseleviella carina* Sheshukova, обр. 1/4а; 10 - *Coscinodiscus rhombicus* Castracane, обр. 1/9; 11 - силикофлагеллята *Naviculopsis lata* var. *obliqua* Bukry, обр. 6/47; 12 - *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, обр. 1/56; 13 - *Kisseleviella ezoensis* Akiba, обр. 1/2; 14 - *Thalassiosira fraga* Schrader, обр. 6/47; 15 - *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, обр. 1/31; 16 - *Actinocyclus ingens* Ratray, обр. 1/56; 17 - *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, обр. 1/4; 18 - *Lithodesmium* aff. *undulatum* Ehrenberg, обр. 6/47.

**Фораминиферы и радиолярии.** В породах озерновской свиты в прежние годы был определен комплекс олигоцен-нижнемиоценовых фораминифер, среди которых типичными указывались *Bathysiphon edurus* Volosh., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. oblongus* Volosh., *Budashevaella multicamerata* (Volosh.), *B. deserta* (Volosh.), *Cyclammina notabilis* Krym., *Martinottiella communis* (Orb.) (определения Л. В. Спириной). Из отобранных нами образцов (около 60) только пять содержали остатки фораминифер (определения С. И. Ступина). В нижней части свиты (толщи 1-3), в обр. 1/3 отмечены *Reophax* sp., *Arenobulimina* sp., *Liebusella laevigata* Volosh., *Haplophragmoides* sp., *Globulina* sp., *Fissurina* sp., *F. ex gr. laevogata* Reuss, *Melonis* aff. *tumiensis* V. Kuznetzova, *M. affinis* (Reuss), *Subbotina* sp.; в обр. 1/21 - *Bathysiphon* sp., *Haplophragmoides* sp.; в обр. 6/16 - *Rhabdammina* sp., *Arenobulimina* sp.; в обр. 6/6 - *Rhabdammina* sp., *Reophax ex gr. scorpirus* Montfort, *Melonis* sp.

В средней и верхней части свиты встречены: обр. 6/47 - *Rhabdammina* sp., *Liebusella* sp., *Haplophragmoides* sp., *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Morozovella* sp. 1, *Morozovella* sp. 2, *Truncorotaloides* aff. *rohri* Bronnimann et Bermudez, *Globigerinoides* ? sp.

Неудовлетворительная сохранность бентосных форм не позволяет точно датировать вмещающие отложения. Можно лишь сказать, что этот комплекс является кайнозойским (возможно, исключая палеоцен и верхи неогена). Помимо бентосных форм в комплексе отмечены единичные планктонные (родов *Morozovella*, *Truncorotaloides* и др.), некоторые из которых характерны для эоцена. Возможно, появление их связано с перетолжением.

В породах озерновской свиты обнаружены также остатки радиолярий. В прежние годы здесь были отмечены, в частности: *Cenosphaera megachile* Clark et Campb., *C. veneris* Clark et Campb., *C. cristata* Haeckel, *Spongodiscus communis* Clark et Campb., *S. gigas* Clark et Campb., *Spongurus bilobatus* Clark et Campb. и др. (определения Н. Н. Литвиновой). В собранных нами образцах Д. И. Витухин определил около 30 видов, некоторые из которых являются, скорее всего, новыми. Комплекс не имеет в настоящее время аналогов. В нем почти отсутствуют крупные циртоидные формы и доминируют дискоидеи, паркоидеи и сфероидеи. В этом отношении он сходен с комплексом каменной свиты о. Беринга (Командорские о-ва). Несколько характерных для олигоцена видов встречены в толщах 1-3, в образцах 1/17, 1/8, 1/11, 1/8а, 1/9а. Это *Haliomma* aff. *rosula* Kozlova, *Actinnoma* aff. *rotula* Stohr и *Lithomitrisa conica* Vitukhin (присутствуют в незначительных количествах). В то же время, в образцах из нижней и верхней частей свиты (обр. 1/5а, 1/7а, 1/6, 1/11, 6/36, 6/47, 6/19) встречен вид *Pentactinasphaera hokurikuensis* (Nakaseko), который характерен для нижнего миоцена, хотя нижний предел его

распространения пока не известен. В двух образцах отмечены единичные, видимо перетолженные формы. В обр. 1/5а найдены *Theocotyle* sp., *Lithomitrisa* aff. *conica* - эти формы наиболее близки к формам, обнаруженным в свите мыса Тонс и нижней части ильхатунвямской свиты о-ва Карагинского (эоцен-олигоцен). Здесь же встречен *Lithomitrella* sp. (мел-палеоген). В образце 6/52 отмечены единичные населярии мезозойского облика (скорее всего мелового).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные материалы показывают, что в пределах Восточной Камчатки развиты морские олигоцен-нижнемиоценовые толщи, которые получают достаточно надежные палеонтологические характеристики. Впервые для данного региона предложено расчленение нижнего миоцена на зональном уровне (по диатомовым). При этом удалось сопоставить комплексы планктонных и бентосных групп этого возраста. В связи с этим бентосные комплексы получили маркирующее значение. Возраст озерновской свиты определяется в целом как раннемиоценовый, и в самой нижней части можно наметить олигоцен-нижнемиоценовую границу. Возраст верхней части густовской свиты является олигоценовым.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 96-05-66269 и 96-05-64703).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гладенков Ю. Б., Баринов К. Б., Базилян А. Э. и др. Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 478.)
2. Криштофович Л. В. Моллюски миоценовых отложений Восточной Камчатки. Палеонтологический сборник. № 4. Л.: Недра, 1969. С. 172-211. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 268.)
3. Пронина И. Г. Распространение фауны мацигарского горизонта на Восточной Камчатке // Стратиграфия, литология и палеогеография мезо-кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 19-21. (Тр. СахКНИИ. Вып. 36.)
4. Пронина И. Г., Берсон Г. Л. К вопросу выделения региональных горизонтов в центральной части Восточной Камчатки // Кайнозой Дальневосточных районов СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1978. С. 111-118.
5. Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 28-50. (Тр. Ин-та вулканологии АН СССР. Вып. 23.)
6. Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene trough Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Initial Reports of DSDP. Washington (U. S. Government Printing Office) / Kagami H.,

- Karig D.E., Coulbourn W.T., et al. 1986. Vol. 87. P. 393-481.
7. Akiba F., Hiramatsu C., Yanagisawa Y. A Cenozoic diatom genus *Cavitatus* Williams; an emended description and two new biostratigraphically useful species, *C. lanceolatus* and *C. rectus* from Japan // *Bull. Nat. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C.*, 1993. Vol. 19, No. 1. P. 11-39.
  8. Barron J. A., Gladenkov A. Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // *Proc. ODR. Sci. Results. College Station TX (Ocean Drilling Program) /Rea D. K., Basov I. A., Scholl D. W., and Allan J. F. (Eds.).* 1995. Vol. 145. P. 3-19.
  9. Berggren W. A., Kent D. V., Swisher III C. C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology Time Scales and Global Correlation. SEPM Special Publication /Berggren W. A., Kent D. V., Aubry M.-P., and Hardenbol J. (Eds.).* 1995. No. 54. P. 129-212.
  10. Bukry D. Oligocene and Miocene silicoflagellates from the Northern Emperor Seamounts Chain, Site 883. // *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Rea D. K., Basov I. A., Scholl D. W., and Allan J. F. (Eds.).* 1995. Vol. 145. P. 639-643.
  11. Gladenkov A. Y., Barron J. A. Oligocene and early middle Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B. // *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Rea D. K., Basov I. A., Scholl D. W., and Allan J. F. (Eds.).* 1995. Vol. 145. P. 21-41.
  12. Hickman C. S. Review of the bathyal gastropod genus *Phaerolepida* (*Homalopomatinae*) and description of a new species from the Oregon Oligocene // *The Veliger.* 1972. Vol. 15. No. 2. P. 107-112.
  13. Kurita H., Ichinoseki T., Hiramatsu C. Geologic age of the Sankedetsu and Haboro formations, Haboro area, northern Hokkaido // *Jour. Geol. Soc. Japan.* 1992. Vol. 98, No. 3. P. 259-266.
  14. Morita R., Titova L. V., Akiba F. Oligocene-Early Miocene Molluscs and Diatoms from Kitami-Tsubetsu area, Eastern Hokkaido, Japan // *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2 nd ser. (Geol.)*, 1996. Vol. 63, No.2. P. 53-213.
  15. Takahashi M., Nagahama, H., Tanaka, Y. Age of the lower part of Neogene sedimentary rocks in the Chichibu Basin, as dated by calcareous nannofossils // *Kaseki (Fossils)*. 1989. No. 46. P. 1-9 (in Japanese with English abstract).
  16. Yanagisawa Y. Phylogenetic significance of a new araphid diatom species, *Delphineis kamenoensis* sp. nov. // *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.* 1993. No. 172. P. 251-263.

Поступила в редакцию 10 апреля 1997 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

**Yu. B. Gladenkov, A. Yu. Gladenkov, L. V. Titova**

### **Lower Miocene of the Eastern Kamchatka region**

The analysis of fossil remains from the Gustovskaya and Ozyornovskaya suites of Eastern Kamchatka made it possible to define for the first time the Oligocene-Miocene boundary in this region. The Early Miocene assemblages of planktonic (diatoms) and benthic (molluscs) groups from different sections of the North Pacific are correlated.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КРЕМНЕЙ САМАРКИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

*И.В.Кемкин, В.С.Руденко*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Приводятся новые данные о возрасте и строении кремневых пластин Самаркинской аккреционной призмы, а также возрасте переходных от кремней к матриксу отложений. В пределах изученного разреза призмы выделено семь разновозрастных радиоляриевых ассоциаций, пять из которых, охватывающие среднетриасовый-среднеюрский интервал, соответствуют кремневой части разреза, а две, среднеюрского возраста, - терригенной. Дана их краткая характеристика. Приведены фотографии триасовых и юрских радиолярий.

### ВВЕДЕНИЕ

Самаркинская аккреционная призма (рис. 1) является наиболее крупным террейном Сихотэ-Алинской аккреционной системы [14] и слагает ее западную часть (рис. 2). Северо-западной границей призмы, отделяющей ее от Ханкайско-Буреинского супертеррейна, является Арсеньевский разлом, а юго-восточной, отделяющей от других террейнов Сихотэ-Алинского супертеррейна - Центральный разлом. Особенности строения, состава и возраст Самаркинской призмы подробно описаны нами в предыдущих работах [4 - 6, 10, 11, 13 и др.]. Она представляет собой сложнопостроенный комплекс пород, в котором различаются матрикс, сложенный турбидитами и отложениями аккреционного меланжа (олистостромы), и тектонические включения, представленные, главным образом, палеоокеаническими образованиями. Аллохтонные включения залегают в матриксе в виде блоков и пластин размером от нескольких сантиметров (олистолиды в олистостроме) до нескольких десятков и сотен километров. Среди них отмечаются: 1) фрагменты среднепалеозойских офиолитов, осадочная часть которых сложена кремнями верхнего девона(?) - нижней перми и известняками нижнего карбона - нижней перми; 2) пластины метаморфических пород офиолитовой ассоциации; 3) фрагменты образований континентальной окраины, представленные блоками алевро-псаммитовых пород подножия континентального склона позднепермского возраста и грубозернистыми (шельфовыми) отложениями верхней перми, триаса, нижней и средней юры, залегающими с разрывом на раннепалеозойских габбро-гнейсах, перекрытыми щелочными ультраосновными и основными вулканитами поздней юры (Сергеевский террейн); 4) пластины кремней позднепермского и триасового возраста. Кроме того, в последнее время нами получены данные и о наличии кремневых пластин раннеюрского возраста [7]. Таким образом, среди тектонических включений Самаркинской призмы кремневые образования представлены пластинами широкого возрастного диапазона - от поздней перми по раннюю юру включительно. В разрезе призмы кремни многократно тектонически повторяются, формируя пакеты из двух и более пластин. Однако до сих пор еще не было известно случая посте-

пенного перехода между разновозрастными кремнями в пределах какого-либо пакета. Контакты между включениями кремней и терригенными отложениями матрикса, как правило, тектонические. Нормальные литологические контакты крайне редки. Между тем, ненарушенные контакты между отложениями матрикса и включениями имеют уникальное значение, поскольку являются прямым свидетельством начала аккреции какого-либо конкретного тектонического фрагмента. Вполне очевидно, что, зная возраст пограничных между включениями и матриксом слоев, легко расчленив аккреционную призму на отдельные тектоно-стратиграфические единицы, восстановить последовательность процесса аккреции и, таким образом, уточнить строение призмы. Первый такой сохранившийся взаимопереход был изучен на левобережье р. Усури в районе с. Саратовка [7]. В ходе недавних исследований нами получены новые данные о характере взаимоотношения включений кремней и матрикса, а также возрасте кремневых пластин и их строении.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Учитывая важность ненарушенного контакта включений и матрикса, нами были проведены целенаправленные литолого-биостратиграфические исследования отдельных частей разреза Самаркинского террейна. В результате этих работ на правобережье р. Медведки, в непосредственной близости от места ее впадения в р. Усури (южная окраина с. Бреевка), был выявлен и детально изучен фрагмент разреза Самаркинской призмы с сохранившимся постепенным переходом от кремней к матриксу призмы (рис. 2). В структурном отношении данный фрагмент представляет собой среднюю часть аккреционной призмы, характеризующуюся наибольшим развитием олистостромовых горизонтов (до 40%). Непосредственно в пределах описываемого обнажения олистостромовые образования не наблюдаются, хотя выше и ниже по течению ими сложено большинство береговых обнажений.

В строении Бреевского разреза (рис. 2, 3) принимают участие кремни, сменяющие их выше кремнистые аргиллиты, алевроаргиллиты и алевролиты, переходящие выше по разрезу в частое переслаивание алевролитов и песчаников. Большая часть обнажения представлена се-



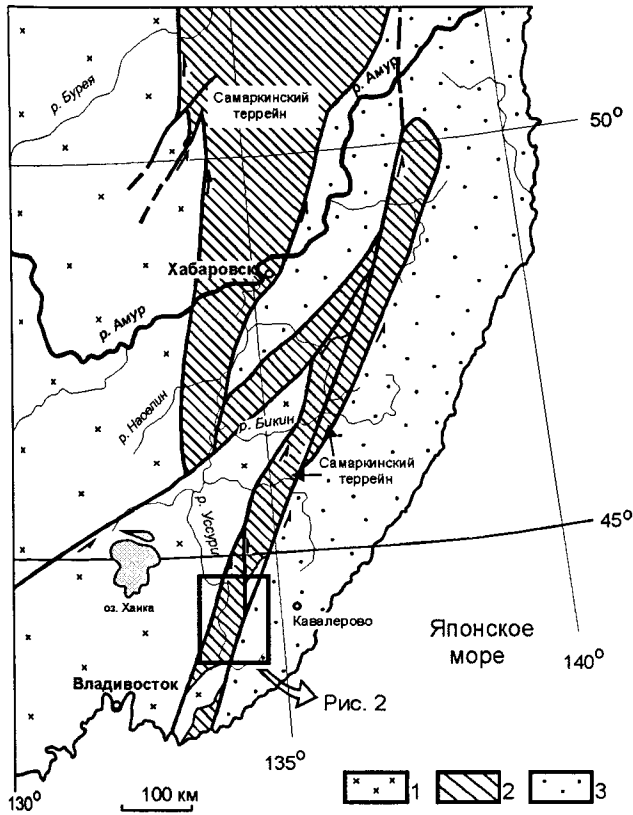


Рис. 1. Положение района исследований в пределах Самаркинской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня. По А. И. Ханчуку с упрощениями (Khanchuk, 1994).

1 - домезозойские террейны (Ханкайско-Бурейнский супертеррейн и Лаоелин-Гродековский террейн), 2 - юрский Самаркинский террейн, 3 - раннемеловые террейны Сихотэ-Алинского супертеррейна (Таухинский, Журавлевский, Кемский).

рыми слоистыми кремнями. Слоистость обусловлена мало мощными (1-3 мм) прослоями глинистых кремней и кремнистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. Мощность собственно кремневых прослоев изменяется от 1.5-2 см в нижней и в верхней частях разреза до 3-5 - 7-10 см - в средней. Азимут падения пород  $345^{\circ}$ , угол падения  $50^{\circ}$  -  $60^{\circ}$ . В нижней части видимого разреза отмечается прослой, состоящий из обломков базальтов, кремней, кремнистых аргиллитов, вулканического стекла и плагиоклазов алеврито-псаммитовой размерности (0.2-0.5 мм), мощностью 10 см. Кремни согласно и с постепенным переходом сменяются зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами мощностью около 1 м, которые плавно переходят в темно-серые алевроаргиллиты (около 5 м) и далее в черные алевролиты. Таким образом, переход от кремневой пластины в терригенные породы осуществляется постепенно (за счет уменьшения доли кремневого материала) в пределах пачки кремнистых аргиллитов.

Результаты микропалеонтологического изучения пород показали, что кремневая часть разреза содержит радиолярии и конодонты среднего и позднего триаса, а также радиолярии ранней и средней юры, а терригенные породы матрикса охарактеризованы радиоляриями среднеюрского возраста (рис. 4, 5, 6).

Всего выделяется 7 радиоляриевых комплексов (табл. 1, 2, 3).

(1). Комплекс с *Pseudostylosphaera coccostyla* установлен в кремнях (обр.80-1,-2,-4, 81-1,-2,-3,-6, 36-20). В комплексе отмечается существенное преобладание сферических форм (преимущественно представителей рода *Pseudostylosphaera*) над населляриями. Последние представлены немногочисленными, но разнообразными *Triassocampe*, *Yeharaia*, *Annulotriassocampe* и др. Сходные комплексы известны в кремневых отложениях Сихотэ-Алиня [1], Японии [20], Европы [15]. Анизийско-ла-

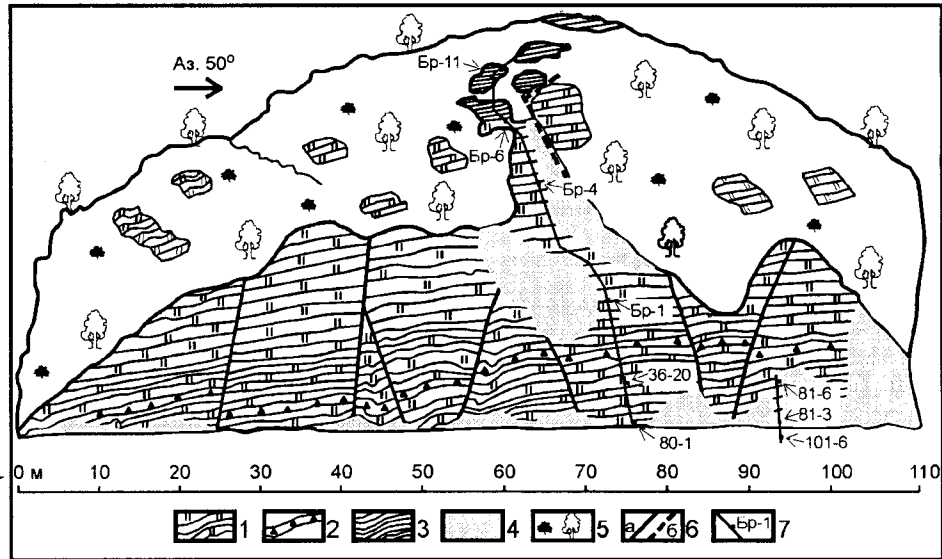


Рис. 2. Фрагмент разреза Самаркинской аккреционной призмы на левобережье р. Медведка (район с. Бреевка).

1 - кремни, 2 - литокластический слой, 3 - алевроаргиллиты, алевролиты и песчаники, 4 - делювиальная осьпь, 5 - почвенно-растительный покров, 6 - разломы: а - наблюдаемые, б - предполагаемые, 7 - линия опробования и номера образцов.

Буквами в кружках обозначены разломы: А -Арсеньевский, М -Меридиональный, Ц -Центральный Сихотэ-Алинский и Ф -Фурмановский.

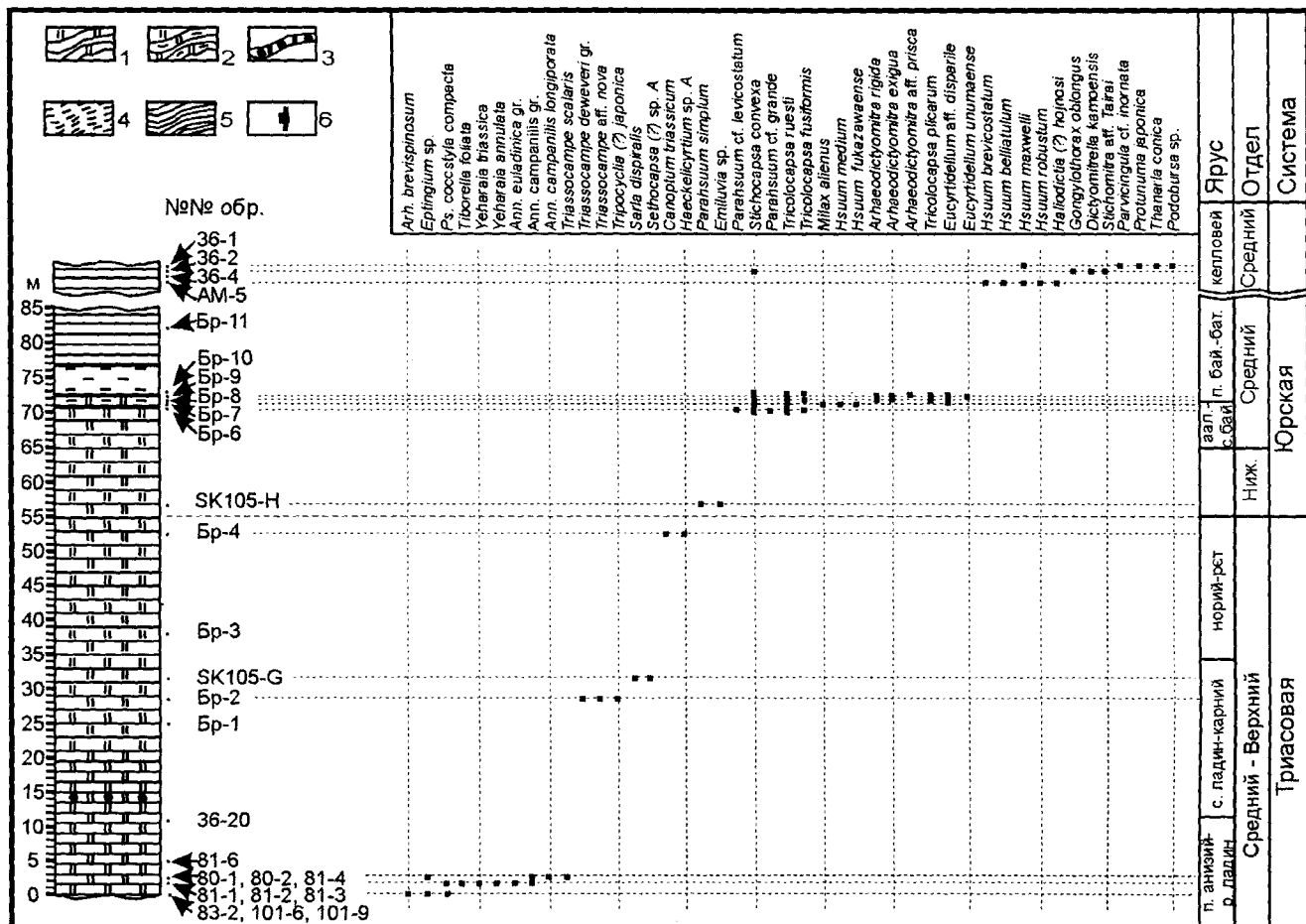


Рис. 3. Литолого-стратиграфическая колонка Бреевского разреза, включающая распределение видов радиолярий по образцам. 1 - кремни, 2 - кремнистые аргиллиты, 3 - литокластический слой, 4 - алевроаргиллиты, 5 - турбидиты, 6 - местонахождение того или иного вида радиолярий в образцах.

динский возраст комплекса с *Pseudostylosphaera coccostyla* определен по конодонтам *Neogondolella excelsa* в обр. 36-20 (определения радиолярий и конодонтов этого комплекса были любезно сделаны Х. Коцуром).

(2). Комплекс с *Triassocampe nova* встречен в кремневых породах (обр. G-105, Бр-2). Радиолярии представлены немногочисленными *Triassocampe*, *Tripocyelia* и др. Этот комплекс соответствует одноименной зоне, установленной в кремневых отложениях Японии [20], Сихотэ-Алиня, Корякского нагорья [1]. Рассматриваемый комплекс отличается от ранее известных обменностью видового состава, отсутствием представителей *Carpiuchosphaera*, *Carpodocce* и др. Позднетриасовый (вероятно карнийский) возраст этого комплекса мы предполагаем по сопоставлению с близкими комплексами из других регионов.

(3). Комплекс с *Canoptum* установлен также в кремневых породах (обр. Бр-4) и характеризуется многочисленными и разнообразными представителями рода *Canoptum*. Значительно реже здесь встречаются *Syringocapsa* и *Haeckelicyrthium*. Присутствие *Canoptum triassicum* позволяет сопоставлять этот комплекс с одноименной зоной, выделенной в кремневых отложениях Японии [20], Сихотэ-Алиня [1], а также в других регионах, и позволяет предполагать позднетриасовый (норийско-рэтский) возраст.

(4). Комплекс с *Parahsuum simplum* выделен также в кремнях (обр. 105-H) и представлен только этим видом, характерным для раннеюрских (геттанг-тоар) отложений Японии [12, 16, 17, 19, 20, 21], а также известен в Сихотэ-Алине [2, 7, 9] и в Корякском нагорье [3]. Раннеюрский возраст этого комплекса не вызывает сомнений.

(5). Комплекс с *Parahsuum grande* встречен в кремнях (обр. Бр-6) и кремнистых аргиллитах (обр. Бр-7). Характерными являются многочисленные и разнообразные представители рода *Hsuum*, широко распространенные в тоаре - аалене Японии [16], а также известные в кремневых отложениях на п-ове Тайгоснос [8], в Корякском нагорье [3] и др. Кроме этого, в комплексе встречаются многочисленные и разнообразные представители *Tricolocapsa*, значительно реже - *Archaeodictyomitra*. При этом в кремнях отмечается преобладание *Tricolocapsa*, а в кремнистых аргиллитах - *Hsuum*. Видовой состав рассматриваемого комплекса позволяет предполагать среднеюрский (аален-байос) возраст переходных слоев.

(6). Комплекс с *Archaeodictyomitra exigua* установлен в алевроаргиллитах (обр. Бр-8 и Бр-9) и характеризуется значительным разнообразием видового состава (табл. 1). Распространение встреченных здесь видов позволяет предполагать среднеюрский (байос-батский) возраст содержащих их пород [18].

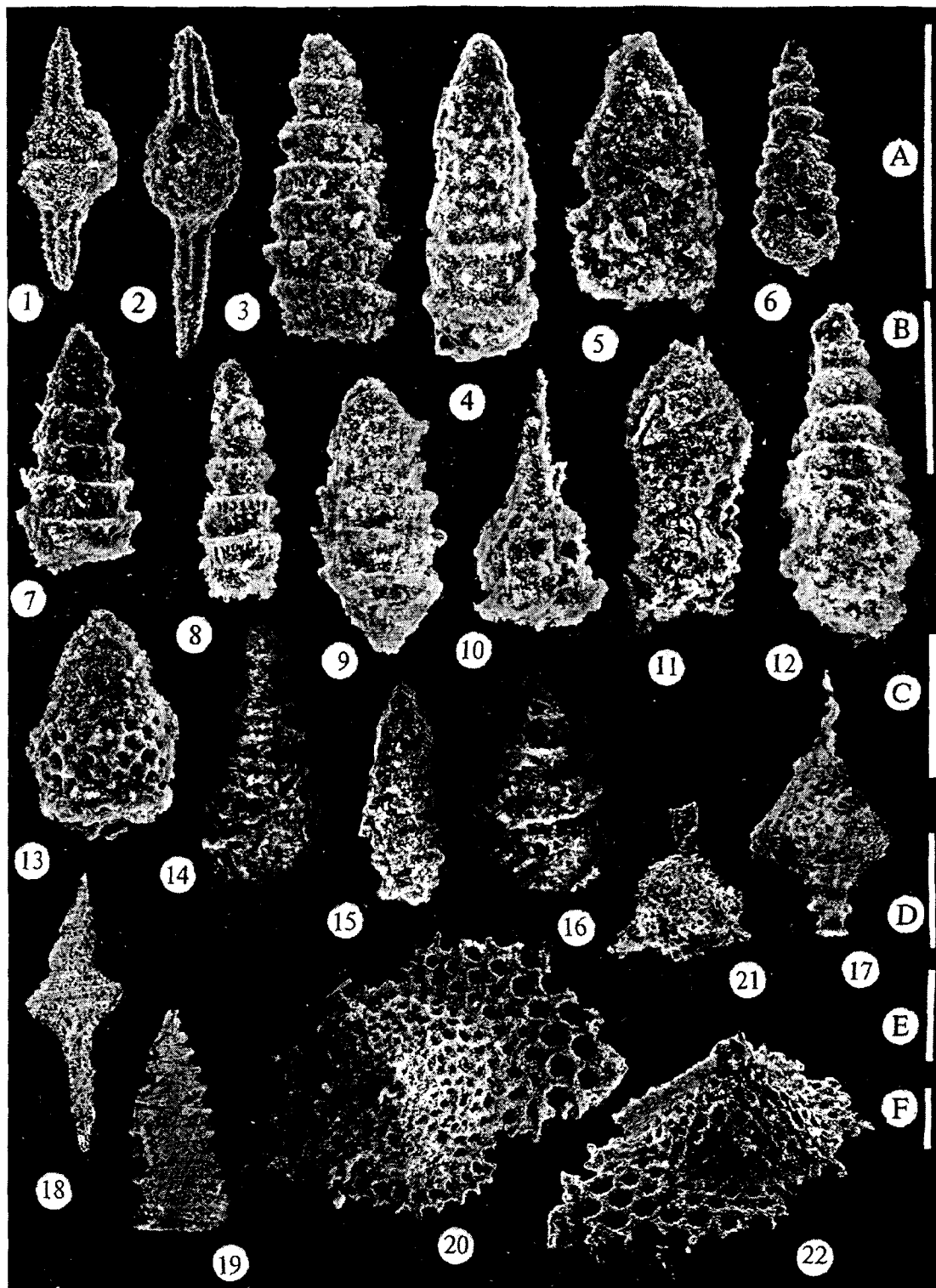


Рис. 4. Триасовые радилярии из кремневой части разреза.

Фиг. 1, 2 - *Pseudostylosphaera coccostyla compacta* (Nakascko et Nishimura); фиг. 3 - *Yeharaia transita* Kozur et Mostler; фиг. 4 - *Triassocampe scalaris scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler; фиг. 5 - *Yeharaia* (?) sp. 1; фиг. 6 - *Annulotriassocampe* ex gr. *euladinika* Kozur et Mostler; фиг. 7 - *Triassocampe* sp.; фиг. 8 - *Annulotriassocampe campanilis longiporata* Kozur et Mostler; фиг. 9 - *Triassocampe* sp.; фиг. 10 - *Yeharaia* cf. *annulata* Nakascko et Nishimura; фиг. 11 - *Yeharaia* (?) sp. 2; фиг. 12 - *Yeharaia* (?) sp. 3; фиг. 13 - *Yeharaia* (?) sp. 4; фиг. 14, 16 - *Triassocampe* aff. *nova* Yao; фиг. 15 - *Triassocampe* sp.; фиг. 17, 18 - *Syringocapsa* sp.; фиг. 19 - *Canoptum triassicum* Yao; фиг. 20, 22 - *Haeckelicyrtium* sp.; фиг. 21 - *Sarla* cf. *dispiralis* Bragin. Маркер = 100 мкм: А (x450) - фиг. 5; В (x300) - фиг. 3; С (x240) - фиг. 4, 7 - 14, 16; D (x200) - фиг. 1, 6; E (x150) - фиг. 2, 15, 17, 19; F (x100) - фиг. 18, 20-22.

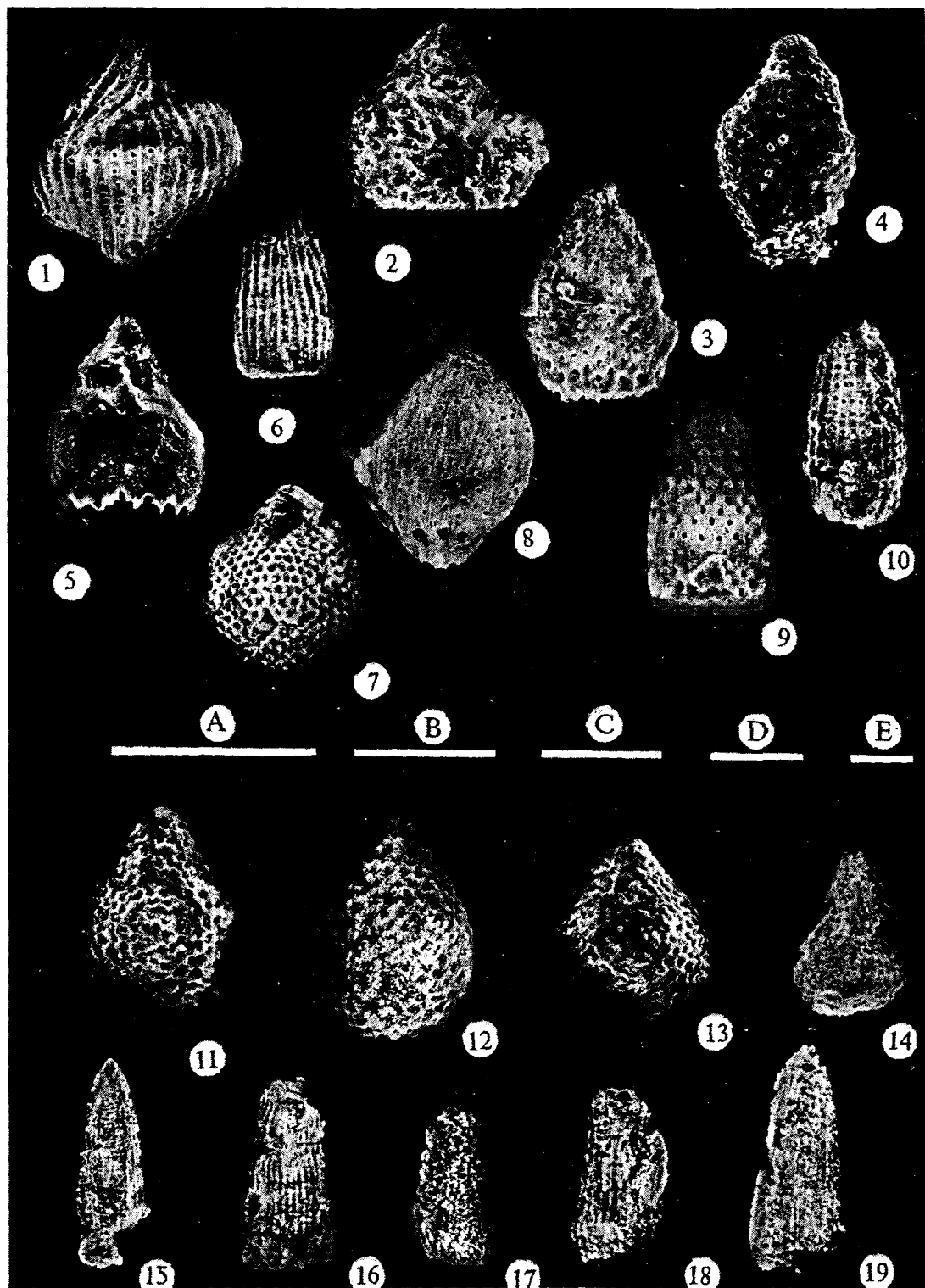


Рис. 5. Среднеюрские радилярии (аален-байос) из кремней, кремнистых аргиллитов и алевроаргиллитов.

Фиг. 1 - *Tricolocapsa plicarum* Yao; фиг. 2 - *Eucyrtidiellum* aff. *disparile* Nagai et Mizutani; фиг. 3 - *Nassellaria* gen. et sp. indet; фиг. 4 - *Stichocapsa* cf. *convexa* Yao; фиг. 5 - *Eucyrtidiellum unumaense* Yao; фиг. 6, 10 - *Archaeodictyomitra* cf. *exigua* Blome; фиг. 7 - *Stichocapsa convexa* Yao; фиг. 8 - *Tricolocapsa fusiformis* Yao; фиг. 9 - *Nassellaria* gen. et sp. indet; фиг. 11, 12, 13 - *Stichocapsa convexa* Yao; фиг. 14 - *Milax* sp.; фиг. 15 - *Hsuum* cf. *fukazawaense* Sashida; фиг. 16, 18, 19 - *Parahsuum* cf. *grande* Hori et Yao; фиг. 17 - *Parahsuum* cf. *levicostatum* Takemura. Маркер = 100 мкм: А (x360) - фиг. 1-5, 8, 9, 12; В (x240) - фиг. 6, 7, 11, 13, 14, 18; С (x210) - фиг. 10; D (x160) - фиг. 16, 17, 19; Е (x110) - фиг. 15.

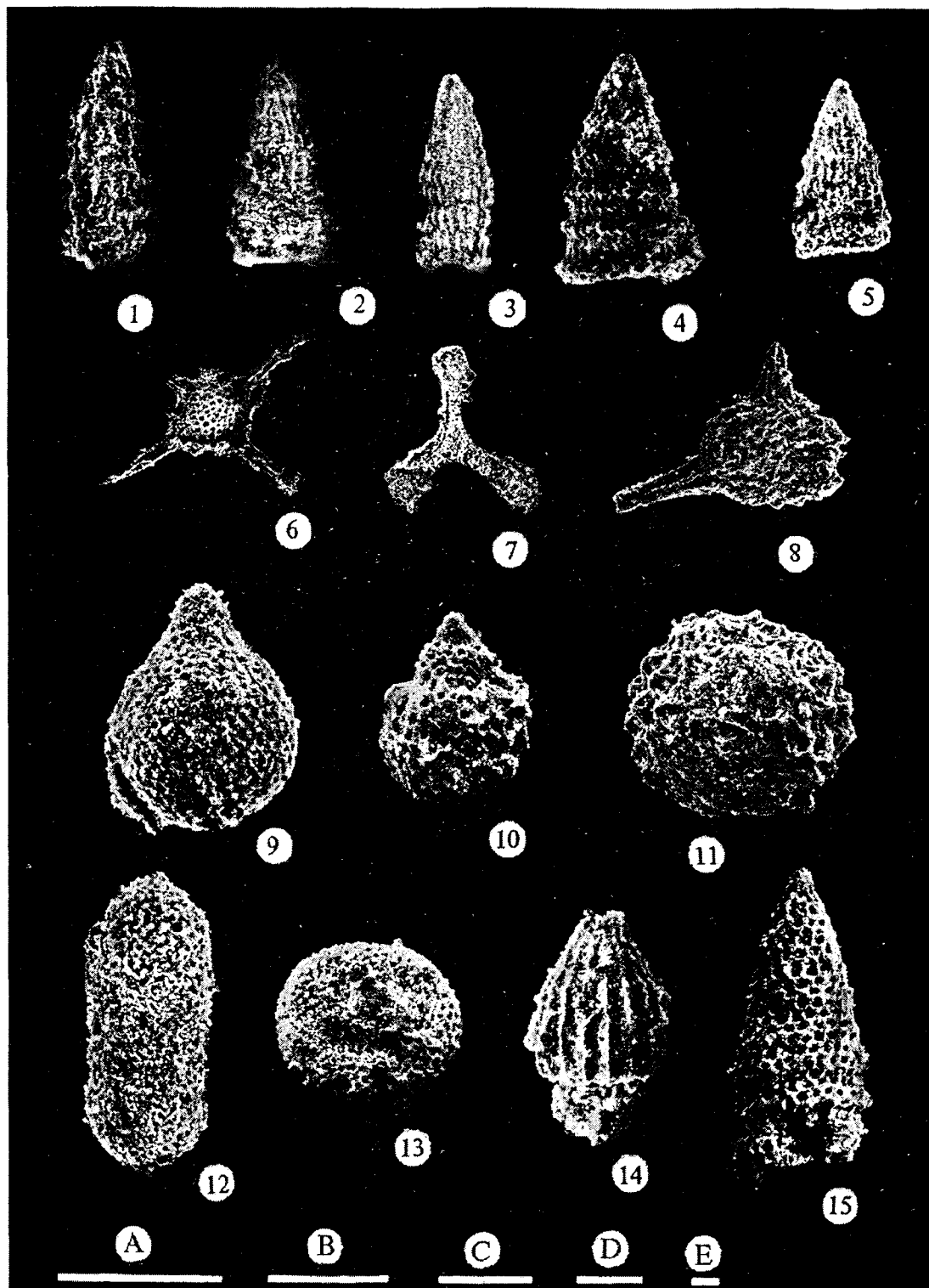


Рис. 6. Среднеюрские радилярии (келловей) из турбидитов матрикса.

Фиг. 1 - *Hsuum robustum* Pessagno et Whalen; фиг. 2 - *Hsuum* sp.; фиг. 3 - *Hsuum brevicostatum* (Ozoldova); фиг. 4 - *Dictyomitrella kamoensis* Mizutani et Kido; фиг. 5 - *Hsuum belliatulum* Pessagno et Whalen; фиг. 6 - *Haliodictia* (?) *hojnosi* Riedel et Sanfilippo; фиг. 7 - *Angulobracchia* sp.; фиг. 8 - *Tripocyclia* sp.; фиг. 9 - *Stichocapsa convexa* Yao; фиг. 10 - *Sethocapsa* sp. E (Aita, 1987); фиг. 11 - *Praeconocaryomma* sp.; фиг. 12 - *Gongylothorax* ex gr. *oblongus* Yao; фиг. 13 - *Orbiculiforma* sp.; фиг. 14 - *Thanarla* aff. *conica* (Alicv); фиг. 15 - *Parvicingula* sp. Маркер = 100 мкм: А (x290) - фиг. 4, 9, 10, 12, 14, 15; В (x200) - фиг. 11, 13; С (x160) - фиг. 1, 2; D (x110) - фиг. 3, 5, 8; E (x50) - фиг. 6, 7.



Продолжение таблицы 1

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J <sub>1</sub>		J <sub>2</sub>				J <sub>3</sub>		
		peb	toa	aal	baj	btf	clv	oxf	kim	tff
Бр-7	<i>Hsuum</i> sp.									
	<i>Hsuum fukazawaense</i>		—							
	Sashida									
	<i>Hsuum</i> cf. <i>fukazawaense</i> Sashida		—							
	<i>Tricolocapsa</i> sp.									
	<i>Hsuum medium</i> (Takemura)						—			
	<i>Stichocapsa convexa</i> Yao									—
<i>Milax</i> sp.							—	—	—	
<i>Tricolocapsa ruesti</i> Tan Sin Hok									—	

Таблица 2 Комплексы юрских радиолярий из глинистых кремней и кремней

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст									
		J <sub>1</sub>		J <sub>2</sub>				J <sub>3</sub>			
		plb	toa	aal	baj	bth	clv	oxf	kim	tth	
Бр-6	<i>Hsuum</i> sp.										
	<i>Tricolocapsa ruesti</i> Tan Sin Hok		—							—	
	<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao										
	<i>Tricolocapsa</i> sp.										
	<i>Parahsuum</i> cf. <i>grande</i> Hori et Yao		—								
	<i>Stichocapsa convexa</i> Yao									—	
105 H	<i>Parahsuum cf. levicostatum</i> Takemura		—								
	<i>Parahsuum simplum</i> Yao										
	<i>Parahsuum</i> sp.										
	<i>Emiluvia</i> sp.										

Таблица 3 Комплексы триасовых радиолярий из глинистых кремней и кремней

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст				
		T <sub>2</sub>		T <sub>3</sub>		
		ans	lad	crn	nor	rht
Бр-4	<i>Canoptum</i> sp.					
	<i>Haekelicyrtilium</i> sp. A (in Matsuoka and et. al., 1994)					—
	<i>Syringocapsa</i> sp.					—
	<i>Canoptum triassicum</i> Yao					—
105 G	<i>Canoptum</i> aff. <i>triassicum</i> Yao					—
	<i>Triassocampe</i> sp.					
	<i>Sethocapsa</i> (?) sp. A (in Matsuoka and et. al., 1994)					—
Бр-2	<i>Sarla dispirealis</i> Bragin					—
	<i>Triassocampe deweveri</i> gr. (Nakaseko et Nishimura)					—
	<i>Triassocampe</i> sp.					
	<i>Triassocampe</i> aff. <i>nova</i> Yao					—
	<i>Tripocyclus</i> (?) <i>japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)					—

Продолжение таблицы 3

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст				
		T <sub>2</sub>		T <sub>3</sub>		
		ans	lad	crn	nor	rht
36-20	конодонты: <i>Gondolella excelsa</i> (Mosher)					
81-6	<i>Oertlispongus</i> sp.					
80-1, 80-2, 81-4	<i>Triassocampe scalaris</i> Dumitrica, Kozur et Mostler <i>Triassocampe</i> spp. <i>Pseudostylosphaera</i> spp. <i>Yeharaia</i> spp. <i>Annulotriassocampe</i> spp. <i>Annulotriassocampe campanilis longiporata</i> Kozur et Mostler <i>Ann. campanilis</i> gr. Kozur et Mostler <i>Eptingium</i> sp. конодонты: <i>Gladigondolella</i> sp. <i>Budurovignathus hungaricus</i> Kozur					
81-1, 81-2, 81-3	<i>Annulotriassocampe</i> ex gr. <i>euladinika</i> Kozur et Mostler <i>Ann. campanilis</i> gr. Kozur <i>Yeharaia annulata</i> Nakaseko et Nishimura <i>Y. triassica</i> Kozur et Mostler <i>Tiborella foliata</i> gr. (Dumitrica, Kozur et Mostler) <i>Pseudostylosphaera coccostyla compacta</i> (Nakaseko et Nishimura) <i>Parasepsagon</i> sp. <i>Triassocampe</i> spp.					
83-2, 101-6, 101-9	<i>Arhaeospongoprimum brevispinosum</i> Kozur <i>Eptingium</i> sp. <i>Pseudostylosphaera coccostyla</i> gr. Kozur <i>Yeharaia</i> sp. <i>Triassocampe</i> sp. <i>Annulotriassocampe</i> spp. <i>Parasepsagon</i> sp. конодонты: <i>Paragondolella excelsa</i> (Mosher) <i>P. trammeri</i> <i>Gladigondolella</i> sp. <i>Neogondolella hucreidei</i> Kozur <i>Budurovignathus</i> sp. <i>Neogondolella</i> sp.					

(7). Комплекс с *Hsuum maxwelli* выделен в алевролитах (обр. 36-1,-2; Ам-5). Присутствие в комплексе многочисленных и разнообразных представителей *Hsuum*, *Stichocapsa*, *Parvicingula*, *Protunuma*, а также *Podobursa* и *Gongilothorax* свидетельствует о келловейском возрасте комплекса [18].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных биостратиграфических работ нами были получены новые данные по возрасту

кремневых образований Самаркинской призмы. Впервые установлен среднеюрский возраст кремней (включительно по байос), что позволяет расширить возрастной диапазон кремневых включений с поздней перми по среднему юру. Кроме того, впервые для Самаркинской призмы в пределах одной пластины изучен постепенный переход от триасовых кремней к юрским. На сегодняшний день это единственный установленный случай нормального (стратиграфического) контакта между разновозрастными кремнями. Нижняя часть кремневой пластины не вскрыта



обнажением, в связи с чем взаимоотношение между ранне триасовыми (а тем более пермскими) и среднетриасовыми кремнями остается пока невыясненным. Таким образом, в пределах Бреевского обнажения мы имеем пока наиболее полный разрез кремневых образований, мощность которых составляет немногим более 70 м.

Полученные среднеюрские датировки переходной от кремней к матриксу части Бреевского разреза показывают, что смена кремненакопления терригенной седиментацией произошла в средне-позднебайосское время. Это, в свою очередь, указывает на то, что аккреция данной кремневой пластины началась на рубеже байос-бата. По нашему убеждению, смена пелагической обстановки осадконакопления окраинно-континентальной свидетельствует о приближении части океанической плиты к зоне субдукции. Принимая во внимание полученные нами ранее данные [7], можно заключить, что аккреция кремневых пластин в течение юрского времени осуществлялась неоднократно. На данный момент времени среди кремневых включений Самаркинской призмы можно выделить, как минимум, две тектоно-стратиграфические единицы, отличающиеся временем аккреции.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою благодарность М. Музашино и Т. Кусуноки (Kyoto University of Education, Japan) за фотосъемку анизийско-ладинских радиоларий на сканирующем электронном микроскопе, а также Х. Коцуру (Hungarian Geological Institute, Hungary) за определения анизийско-ладинских радиоларий и конодонтов. Авторы признательны Е.С. Панасенко ("Приморгеолком", Владивосток) и В.П. Нечаеву (ДВГИ) за содействие в полевых исследованиях и предоставление части триасовых образцов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Н.Ю. Радиоларии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М: Наука, 1991. 125 с.
2. Брагин Н.Ю. Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (Горбушинская свита)//Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, N. 2. С. 93-99.
3. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиолариевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России//Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 16-44.
4. Кемкин И.В. Первая находка позднеюрско-раннемеловых радиоларий в матриксе юрского аккреционного комплекса Южного Сихотэ-Алиня//Докл. РАН. 1993. Т. 331, N 3. С. 340-344.
5. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса (Южный Сихотэ-Алинь)// Докл. РАН. 1992. Т. 324, N 4. С. 847-851.
6. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня//Тихоокеан. геология. 1993. N 5. С. 31-42.
7. Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиоларий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь)//Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N. 6. С. 103-109.
8. Кемкин И.В., Паланджан С.А., Чехов А.Д. Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных комплексов мыса Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса (Северо-Восток Азии)//Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N 5. С. 69-78.
9. Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские *Albaillellaria* (радиоларии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 181-193.
10. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое. Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
11. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое - раннем мезозое //Тихоокеанская окраина Азии. Т.1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218-255.
12. Hori R., Yao A. Parahsuum (*Radiolaria*) from the Lower Jurassic of the Inuyama area, central Japan//J. Geosci. Osaka City University. 1988. V. 31. P. 47-61.
13. Khanchuk A.I., Ognyanov N.V., Golozubov V.V., Kemkin I.V., Panchenko I.V. Accretion of Asia in the north-eastern China and USSR Far East//Geological Evolution of Eastern Tethys. Proc. of First Intern. Sympos. on Gondwana Dispersion and Asian Accretion. Kunming (China). IGCP Project. 1991. P. 154-161.
14. Khanchuk A. I. Tectonics of Russian Southeast //Chishitsu News. 1994. No 480. P.19-22.
15. Kozur H., Mostler H. Anisian to Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians //Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1994. Sonderbd. 3. P. 39-255.
16. Matsuoka A. et. al. Triassic-Jurassic Radiolarian-bearing sequences in the Mino Terrane, Central Japan//Guide book for INTERRAD 7 field excursion. 1994. P. 19-61.
17. Matsuoka A., Yao A. A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan //Marine micropaleont. 1986. Vol.11, No 1-3. P. 91-105.
18. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology//Memoires de Geologia (Lausanne) / Baumgartner P.O. et. al. (Eds).1995. N 23. 1172 P.
19. Sashida K. Lower Jurassic multisegmented Nassellaria from the Itsukaichi area, western part of Tokyo Prefecture, central Japan// Science Rep. of Institute Geoscience, University Tsukuba. 1988. V. 9. P. 1-27.
20. Yao A. Middle Triassic to Early Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan//J. Geosci. Osaka City Univ. 1982. V. 25. P. 53-70.
21. Yao A. Triassic and Jurassic radiolarians//Pre-Cretaceous terranes of Japan. Osaka. 1990. P.329-347

Поступила в редакцию 14 января 1997 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

*I.V.Kemkin, V.S.Rudenko*

### New data on cherts age of the Samarka accretionary prism (Southern Sikhote-Alin)

New data on the age and structure of cherty enclosures, as well as on the age of chert-matrix transition deposits of the Samarka accretionary prism are given. There are 7 different-age radiolarian associations distinguished in the investigated section, and their brief characteristics are given. Five of them, covering the Middle Triassic-Middle Jurassic interval, correspond to a cherty part of the section, and two others of Middle Jurassic age occur in the terrigenous part. Photos of Triassic and Jurassic radiolarians are presented.

## ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.163 (571.6)

## ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ О ГЛОБАЛЬНОМ МАГМАТИЧЕСКОМ ФРАКЦИОНИРОВАНИИ ПРИ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО ШИТА)\*

В.С. Шкодзинский, А.Н. Зедгенизов

*Якутский институт геологических наук СО РАН, г. Якутск*

В соответствии с представленной в работе моделью ядро Земли образовалось раньше мантии и имело более высокую начальную температуру вследствие большей скорости аккреции магнитных частиц, чем немагнитных. Это является причиной последующего подогрева им мантии, появления в ней конвективных потоков и плейтктонических движений в литосфере. Процессы импактного плавления падавшего материала и компрессионной кристаллизации формировавшихся магм при аккреции мантии сопровождалась изменением состава остаточного расплава от кислого к пикритовому и привели к образованию расслоенного магматического океана. Серогнейсовы комплексы - продукт кристаллизации и частичного фракционирования верхней части слоя кислого расплава, а гранулитовые - его нижней части, после ее частичного всплывания к земной поверхности. Бедность пород этих комплексов калием и рубидием и обогащенность кальцием, магнием, никелем, кобальтом - следствие диффузионного взаимодействия раннего кислого расплава верхней части магматического океана и мафического, формировавшегося при импактном плавлении падавшего материала. Парাপороды гранулитовых комплексов возникли в результате взаимодействия остывавших гранулитовых мигм с газовой-паровой оболочкой. Образование зеленокаменных поясов отражает появление первых крупных конвективных потоков в мантии. Последовательность магматизма в гнейсовых комплексах от калий-натровых гранитов к щелочным магматитам обусловлена углублением фронта кристаллизации и фракционирования подстилавшего эти комплексы остаточного магматического океана. Гранитизация ортогнейсов - результат частичного обособления и кристаллизации остаточного расплава исходных магм.

## НЕКОТОРЫЕ ПРИЗНАКИ ГЛОБАЛЬНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЗЕМЛИ

Еще недавно общепринятыми были представления о холодном формировании Земли и, следовательно, о принципиальной близости ее докембрийской и фанерозойской истории. Однако применение на этом основании принципа актуализма при изучении древнейших пород породило большое количество неразрешимых проблем [27, 28], что тормозит дальнейший прогресс в этой области. С другой стороны, новейшие планетологические и геохимические данные оказались в прямом противоречии с представлениями о холодном формировании планет земной группы. Так, в результате полетов на Луну неожиданно было установлено существование на ней анортозитовой континентальной коры, образование которой легче всего объяснить протеканием на раннем этапе эволюции этой планеты процессов глобального магматического фракционирования [37]. Изотопные исследования показали быструю аккрецию Земли (за 20-100 млн лет [22, 30]), свидетельствующую о ее сильном импактном разогреве; глобальную дифференциацию

вещества на ранней стадии ее развития и магматический характер этой дифференциации [23]. С этим согласуются: 1-отсутствие на Земле пород древнее 4,1 млрд лет и характерных для других планет следов гигантской метеоритной бомбардировки, связанное с очень длительным (первые 500-600 млн лет) расплавленным состоянием ее поверхности [26]; 2-данные о значительной большей (в 2 и более раза [8, 14]) величине архейских геотермических градиентов по сравнению с фанерозойскими и о пластичности земной коры в этот период [18], обусловленными горячим образованием Земли; 3-глобальная устойчивость состава однотипных и комплементарность разнотипных магматических пород (например, европиевый минимум в большинстве кислых магматитов и максимум - в автономных анортозитах), связанные с формированием исходных субстратов магм в ходе единого глобального процесса магматического фракционирования и многие другие данные [26, 27].

Все это свидетельствует о специфичности ранней истории Земли и о необходимости учета этой специфичности при изучении ее древнейших пород. К настоящему времени предложено значительное количество расчетных динамических моделей аккреции Земли и фракциониро-

\*) Публикуется в дискуссионном порядке.

вания глобального магматического океана на ней [32, и др.]. Однако они плохо согласуются между собой и с имеющимися фактами ввиду значительной неопределенности исходных параметров [15]. Поэтому в данной статье главное внимание уделено выяснению принципиальных особенностей процессов аккреции, глобального магматического фракционирования и формирования докембрийских комплексов на основе по возможности более полного анализа имеющихся геологических данных, особенно по Алданскому щиту, изучением которого авторы занимаются несколько десятилетий.

## РАННЯЯ БЫСТРАЯ АККРЕЦИЯ ЯДРА ЗЕМЛИ И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Установленные к настоящему времени на 1-2 порядка более высокое содержание в мантийных породах некоторых сидерофильных компонентов (Ni, Co, Cu, Au, Re) [12, 35] и примерно на 4 порядка большая фугитивность кислорода в них [35], чем в случае равновесности этих пород с металлическим железом, достаточно определенно решают длительную дискуссию о времени образования ядра Земли в пользу представлений о его аккреции до формирования силикатной мантии (этапы 1 и 2 на рис.1). Причиной его раннего образования может быть установленное Харрисом и Тозером в  $2 \cdot 10^4$  раза большее поперечное сечение захвата магнитных частиц [7] и, следовательно, примерно во столько же раз большая скорость слипания в протопланетном облаке намагниченных при движении в магнитном поле Солнца частиц металлического железа, в меньшей мере троилита и, возможно, магнетита по сравнению с силикатными, слипавшимися лишь под влиянием гравитационных сил. В этом случае аккреция ядра началась после снижения температуры в протопланетном облаке до точки Кюри для металлического железа ( $770^\circ\text{C}$ ), и следовательно, первое крупное тело, послужившее зародышем ядра, имело примерно такую температуру.

Происходившая очень быстрая аккреция магнитных частиц обусловила намного более сильный импактный разогрев формировавшегося ядра по сравнению с позже возникшей мантией. Температуру его пограничной с мантией области можно оценить по температуре коматиитовых магм древнейших зеленокаменных поясов, формировавшихся (судя по примитивности состава коматиитов) из материала ранних нижних частей мантии. Последние всплывали под влиянием подогрева высокотемпературным внешним ядром. В случае приповерхностной температуры коматиитовых магм  $1700^\circ\text{C}$ , адиабатического градиента  $0,3$  град/км, энтальпии плавления  $90$  кал/г и теплоемкости расплава  $0,3$  кал/(г $^\circ\text{C}$ ) нижние части мантии после подогрева ядром имели температуру  $1700^\circ + 0,30$  град/км  $\cdot 2750$  км +  $90$  кал/г :  $0,3$  кал/(г $^\circ\text{C}$ ) =  $1700^\circ + 825^\circ + 300^\circ = 2825^\circ\text{C}$ . При такой температуре внешнее ядро с учетом присутствия в нем S и видимо  $\text{O}_2$ , было расплавленным [31]. Поэтому в нем существовало

адиабатическое распределение температуры [31], которая на границе с внутренним ядром достигала примерно  $4000^\circ\text{C}$ . Ядро могло быть и более горячим, так как окружающий его силикатный материал мог всплывать еще полностью не прогретым.

Подогрев мантии более горячим ядром и остывание последнего под ее влиянием должны были привести к возникновению в них конвективных потоков и к появлению вследствие этого плейттектонических процессов и сильного магнитного поля на Земле в соответствии с магнитогидродинамической теорией этого поля [15]. При тепловой природе конвективных потоков их изменения в мантии и ядре должны коррелироваться. Это согласуется с установленной в последние годы [9, 10] корреляцией частоты смены полярности магнитного поля Земли с характером мантийной циркуляции, которая определяет главные особенности расположения континентов, тектоники, магматизма, климата и осадкообразования в различные периоды фанерозоя.

Конвективные потоки в ядре и связанное с ними магнитное поле должны были появиться значительно раньше, чем потоки в мантии, вследствие примерно в  $10^{16} - 10^{20}$  раз меньшей вязкости расплавленного железа. Магнитное поле было наиболее интенсивным на ранней стадии развития Земли, когда внешнее ядро еще не успело остыть и разница в температуре его и мантии была максимальной. Последнее согласуется с очень сильной намагниченностью древнейшего на Земле метаморфического комплекса Исуа в Гренландии [15]. Значительно меньшие массы ядер на других планетах земной группы (для Марса примерно в 7,5 раз, для Венеры в 1,75 раза, для Меркурия в 10,2 раза [21]) должны были обусловить их меньшие начальные температуры, преимущественно твердофазное состояние и меньший подогрев ими мантий. Это видимо является причиной отсутствия на этих планетах сильного магнитного поля и совершенно иного геологического облика их поверхности.

## ФОРМИРОВАНИЕ ВЕЩЕСТВА КИСЛОЙ КОРЫ ПРИ РАННЕМ СИНАККРЕЦИОННОМ МАГМАТИЧЕСКОМ ФРАКЦИОНИРОВАНИИ

Уже отмечавшиеся доказательства сильной дифференцированности вещества мантии указывают на образование силикатного магматического океана на самом раннем этапе ее аккреции, что согласуется с признаками существования такого океана даже на Луне с радиусом (1738 км) намного меньшим, чем радиус ядра Земли (3471 км). Поэтому вещество нижней мантии должно было формироваться из кумулатов магматического океана, медленно кристаллизовавшегося и фракционировавшегося на дне под влиянием роста нагрузки образующихся при аккреции верхних его частей, и продуктами быстрого полного компрессионного затвердевания расплава в импактных углублениях на дне океана, возникавших при падении крупных тел [27, 32]. Это согласуется с присут-

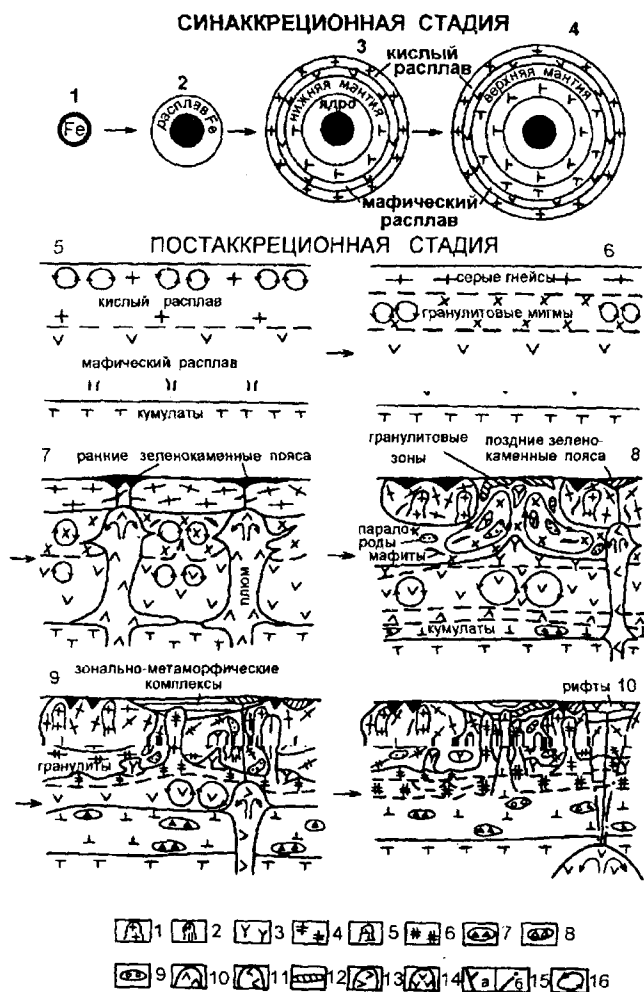
ствием в мантийных ксенолитах двух главных типов пород - различных ультраосновных (кумулятов) и эклогитов (продуктов быстрого затвердевания расплавов).

Температура поверхности планет при аккреции прямо пропорциональна квадрату радиуса падавших частиц [5] вследствие сильного уменьшения удельных теплотеря на излучение с увеличением радиуса. Поэтому эта температура в начале аккреции мантии, когда падали в основном мелкие силикатные частицы, была минимальной. Длительное время она повышалась очень медленно, так как скорость слипания частиц в протопланетном облаке в первом приближении пропорциональна кубической степени величины их радиуса. Низкая температура определяла относительно небольшие величины глубины океана и, следовательно, давления в его придонной части, где происходило фракционирование. А медленный рост этой температуры в начале аккреции мантии обуславливал относительно небольшую долю формировавшегося при фракционировании остаточного расплава (первые проценты), который расходовался на приращение объема магматического океана [27].

Большая часть обладавшего высокой скоростью слипания в протопланетном облаке магнитного магнетита, видимо, не успела войти в состав ядра вследствие относительно низкой температуры (~130°C [17]) конденсации этого минерала. Поэтому он должен был обогащать материал нижней мантии и обуславливать большую величину окислительного потенциала при ее формировании. Это согласуется с примерно в 2 раза более высокой окисленностью железа в коматитах и перидотитовых ксенолитах из малощелочных океанических базальтов (образующихся по многим данным из поднимаемого конвективными потоками нижнемантийного материала) по сравнению с ксенолитами из верхнемантийных кимберлитов и щелочных базальтов (рис. 2).

В соответствии с многими экспериментальными данными низкое давление, высокая степень кристаллизации и повышенный окислительный потенциал в них были благоприятными для образования остаточного кислого расплава. Поэтому начальный этап образования мантии является наиболее благоприятным периодом в истории Земли для формирования огромной массы кислого вещества континентальной коры (этап 3 на рис.1). Как показали расчеты [27], для его образования все вещество нижней мантии должно было кристаллизоваться при давлении на дне магматического океана менее 0,5 ГПа.

С возрастанием степени слипания частиц в протопланетном облаке и их размера увеличивалась температура, глубина силикатного океана, придонное давление в нем и доля остаточного расплава, расходовавшегося на приращение его объема (до 58% [27]). Это приводило к эволюции состава формировавшегося расплава от кислого, через средний, затем толеитовый и основной высокоглиноземистый до субщелочного пикритового. Вследствие очень низких скоростей диффузии химических



**Рис. 1.** Этапы образования (1-4) и докембрийской эволюции (5-10) Земли: 1-2 - аккреция внутреннего твердого (1) и внешнего расплавленного (2) ядра, 3-4 - образование нижней (3) и верхней (4) мантии, 5 - начало остывания слоя кислого расплава, 6-10 - формирование серогнейсовой протокры (6), ранних зеленокаменных поясов (7), гранулитовых зон и поздних зеленокаменных поясов (8), зонально-метаморфических комплексов и калиевых гранитоидов (9), анортозитов, рапакиви и ранних рифтов (10). 2 - 4 - синаккреционная и 5 - 10 - постаккреционная стадии эволюции глобального магматического океана.

В условных обозначениях: 1-2 - гранодиоритовые (1) и чарнокитовые (2) диапиры; 3-4 - остаточные расплавы состава калий-натровых (3) и калиевых (4) гранитов; 5 - анортозиты, 6 - рапакиви; 7-9 - остаточные расплавы и субстраты кимберлитового (7), щелочно-основного (8) и среднего щелочного (9) состава; 10-11 - мантийные диапиры - источники мафических магм ранних (10) и поздних (11) зеленокаменных поясов; 12-13 - основные вулканиты зонально-метаморфических комплексов (12) и генерирующие их мантийные диапиры (13); 14 - диапиры, вызывавшие образование рифтов; 15 - тектонические нарушения, бывшие (а) и не бывшие (б) магмоводами; 16 - конвективные ячейки в магматическом океане.

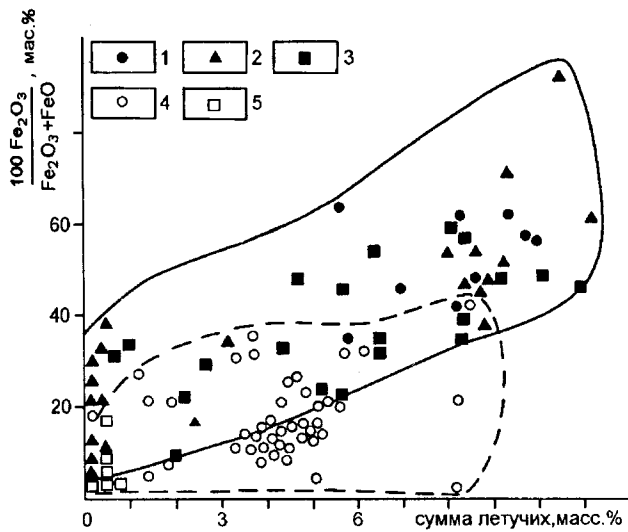


Рис. 2. Повышенная окисленность железа в сформировавшихся из нижнемантийного вещества перидотитовых коматиттах (1) [4], перидотитовых ксенолитах из базальтов срединно-океанических хребтов (2) и океанического ложа (3) [1] по сравнению с верхнемантийными ксенолитами из кимберлитов (4) и щелочных базальтов (5) [4,6].

компонентов в магмах, особенно в вязких кислых, сформировавшиеся разные по составу расплавы почти не смешивались при импактных процессах, а располагались в магматическом океане в порядке увеличения плотности от кислых в приповерхностной его части до пикритовых - в придонной [27]. Таким образом, важнейшей особенностью аккреции нижней мантии является образование расслоенного магматического океана (этапы 3 и 4 на рис.1). Эта расслоенность и вариации состава от кислого до пикритового обычно не учитывались в опубликованных моделях его фракционирования, что мешало выяснению генезиса кислой протокры и многих особенностей ранней эволюции Земли.

**ОБРАЗОВАНИЕ ДРЕВНЕЙШИХ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ПОСТАККРЕЦИОННОГО ЗАТВЕРДЕВАНИЯ РАССЛОЕННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

После прекращения аккреции началась постепенная кристаллизация магматического океана в результате остывания его верхних частей. В расслоенном океане, в отличие от однородного, остывавшие верхние части не могли опускаться на дно вследствие значительно меньшей плотности кислых расплавов по сравнению с основными. Поэтому они опускались лишь до границы идентичного им по плотности слоя и конвективные ячейки имели небольшие размеры по вертикали (этап 5 на рис. 1). Затвердевание верхней части кислого слоя должно было привести к возникновению наиболее древних пород кислой коры, представленных серыми гнейсами (6 на рис. 1). Исходные для них кислые расплавы сформировались в начале аккреции мантии и располагались в верх-

ней части магматического океана, поэтому длительное время (десятки миллионов лет) подвергались бомбардировке падавшим материалом протопланетного облака и химически взаимодействовали с мафическими расплавами, возникавшими вследствие импактного плавления этого материала.

Как показывают расчеты [27], скорость гравитационного разделения по плотности кислых и новообразованных мафических расплавов в миллионы раз выше скорости диффузии химических компонентов в них. Поэтому эти мафические расплавы быстро тонули в нижние части магматического океана, и, как уже отмечалось, не смешивались с кислыми. Однако обмен наиболее подвижными химическими компонентами должен был происходить. Например, капля основного расплава радиусом 1 м за 1 год утонет в кислом на 14,5 км [20]. За это время калий, при коэффициенте диффузии его  $6,6 \cdot 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/сек [12], способен проникнуть из кислого расплава в каплю на расстояние 45,7 см [27]. Очевидно, что подобные процессы за десятки миллионов лет аккреции должны были привести к заметному изменению состава слоя кислого расплава. Это объясняет давно казавшуюся загадочной специфическую особенность состава серых гнейсов, заключающуюся в пониженном содержании в них типичных для кислых расплавов компонентов и в повышенной концентрации компонентов, характерных для мафических магм. Так, серые гнейсы имеют очень низкое содержание K<sub>2</sub>O (обычно 1-2%), Rb (20-100 г/т), небольшие величины I<sub>sr</sub> (до 0,699 - 0,701) и δ<sup>18</sup>O (5,33 - 7,3%) и повышенные в среднем концентрации Ni (2 - 54 г/т), Co (9 - 78 г/т) CaO (3 - 5%), MgO (2 - 4%) [3]. Для сравнения отметим, что, например, в позднемезозойских коллизионных гранитах и гранодиоритах Яно-Колымской складчатой области обычно присутствует 3 - 5% K<sub>2</sub>O, до 3000 г/т Rb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5 - 20 г/т Ni, 5 - 10 г/т Co, 0,5 - 3% CaO, 0,1 - 1,5% MgO, а I<sub>sr</sub> составляет 0,703 - 0,710 [29]. Следствием некоторого обеднения кислых расплавов кремнекислотой и обогащения окисями кальция и магния является характерное для серых гнейсов [3] пониженное содержание кварца и повышенное плагиоклаза, а также относительно высокая магнезиальность темноцветных минералов.

При остывании в кислых расплавах должны были начинаться процессы кристаллизационной дифференциации с отсадкой темноцветных минералов и частично плагиоклаза. Видимо, с этим связаны непостоянство состава серых гнейсов, значительные вариации содержаний в них породообразующих минералов даже в относительно небольших участках и их слоеподобное строение. Обогащением отдельных участков плагиоклазом, концентрировавшим из расплава европий, обусловлено присутствие в некоторых серых гнейсах европиевого максимума, тогда как для фанерозойских кислых магматических пород характерен европиевый минимум. В то же время очень высокая вязкость исходных кислых расплавов серых гнейсов препятствовала возникновению в них, как и в гранитных интрузиях, мономинеральных темноцветных или плагиоклазовых участков, образующихся при фракционировании в тысячи раз менее вязких основных магм.

Залегавшая на ядре нижняя часть силикатной мантии, вследствие небольшого еще проявления процессов ее радиогенного разогрева и подогрева горячим ядром, была изначально на несколько сот градусов холоднее современной. Ядро, наоборот, было значительно горячее современного, так как оно еще не успело остыть под влиянием мантии. Верхние части мантии были более высокотемпературными и, следовательно, менее плотными, чем нижние, вследствие более высокой температуры их аккреции. Поэтому мантия была весьма гравитационно устойчивой и в ней сначала не могли происходить процессы конвекции. Однако под влиянием очень горячего ядра нижние части мантии постепенно сильно разогрелись и приобрели способность к всплыванию. Массовое образование коматиитов в зеленокаменных поясах 3,8 - 3,5 млрд лет назад свидетельствует о появлении в это время первых конвективных потоков вещества из нижней мантии. Особо высокая примитивность состава этих пород, содержащих, например, в среднем меньше редкоземельных элементов (кривые 1 на рис.3), чем даже базальты срединно-океанических хребтов (кривые 2 на рис. 2), свидетельствует о формировании этих магм из залегавших на ядре продуктов наиболее ранней дифференциации синаккреционного магматического океана.

Вследствие большей температуры и, следовательно, меньшей плотности верхней мантии в этот период по сравнению с современным, только очень высокотемпературные плюмы, нагретые весьма горячим ядром, могли в нее проникать. Как показывают расчеты, аномально большая температура и, следовательно, пониженная плотность рождавшихся в плюмах основных и ультраосновных магм обусловила подъем их на уровень полузатвердевших верхних кислых частей магматического океана с формированием вулканитов зеленокаменных поясов (этап 7 на рис. 1).

Последовавшее затем остывание мафических лав зеленокаменных поясов постепенно привело к повышению средней плотности гранит-зеленокаменной протокры и, вследствие этого, к всплыванию из-под нее не полностью затвердевших первично более высокотемпературных (чем серогнейсовые) гранулитовых мигм с началом образования 3,3 - 3 млрд лет назад гранулитовых подвижных зон. Признаки внедрения гранулитовых мигм в серогнейсовые и зеленокаменные комплексы с метаморфизмом последних до условий гранулитовой фации многократно описывались [19]. Еще пластичная гранит-зеленокаменная протокры в этот период должна была подвергаться складчатости с увеличением своей мощности за счет уменьшения площади распространения (этап 8 на рис. 1). Бедность большинства гранулитовых гнейсов калием, рубидием и обогащенность кальцием и магнием [3] подтверждают, что гранулитовые мигмы являются полузакристаллизованной нижней частью слоя кислого расплава, сформировавшегося на ранней стадии аккреции силикатного материала. Происходившая в этом слое кристаллизационная дифференциация в процессе течения обусловила образование неоднородности состава грану-

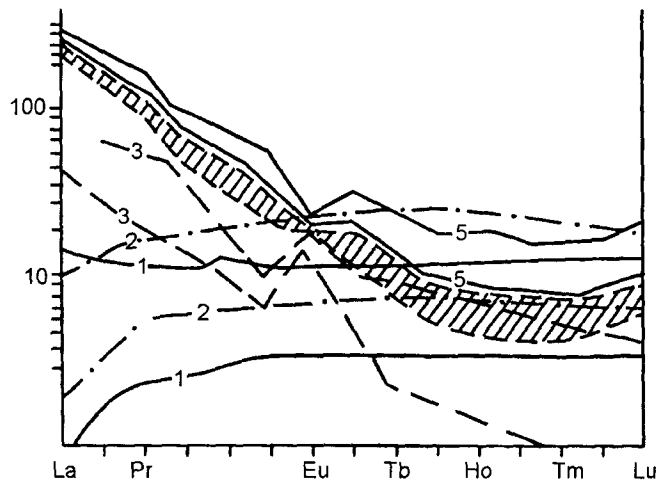


Рис. 3. Нормированные к хондриту максимальные и минимальные содержания РЗЭ в коматиитах зеленокаменных поясов (1), в базальтах срединно-океанических хребтов (2) [1], в эндербитах (3), чарнокито- (4) и гранито-гнейсах (5) Шри-Ланки [33].

литовых комплексов и их слоеподобное строение. В зонах выхода гранулитовых мигм на поверхность должна была происходить конвекция с подъемом в центре горячего глубинного материала и опусканием по периферии полуостывшего малоглубинного. Сопровождавшая конвекцию дегазация мигм в приповерхностных условиях, видимо, является причиной высокой «сухости» гранулитовых пород.

Эволюция раннего осадкообразования определялась эволюцией гидросферы. В наиболее раннюю стадию (1 на рис.4) температура всей земной поверхности была очень высокой, вода находилась в паробразном состоянии, пар был близок к равновесию с родоначальной мигмой и осадочные породы не возникали. Последнее объясняет почти исключительно ортогнейсовый состав формировавшихся в этот период серогнейсовых кратонов.

После возникновения этих кратонов газово-паровая оболочка должна была значительно остывать над ними в результате теплового излучения и нагреваться над зонами выхода гранулитовых мигм. Динамическая вязкость пара ( $354 \cdot 10^{-7}$  кг/(м·сек) при  $400^\circ\text{C}$  и 20 МПа) в тысячи раз ниже вязкости воды ( $1,019 \cdot 10^{-1}$  кг/(м·сек) при  $20^\circ\text{C}$  и 0,1 МПа) и близка к вязкости воздуха ( $184 \cdot 10^{-7}$  кг/(м·сек) при  $25^\circ\text{C}$  и 0,1 МПа [21]). Поэтому большая разница в температуре газово-паровой оболочки над кратонами и над зонами выхода гранулитовых мигм (видимо первые сотни градусов) привела к возникновению ее интенсивной циркуляции с перемещением нижних частей от центров кратонов к гранулитовым зонам (стадия II на рис.4). Плотность нижней части газово-паровой оболочки ( $0,1$  г/см<sup>3</sup> при  $400^\circ\text{C}$  и 20 МПа) была примерно в тысячу раз выше, чем у современной атмосферы ( $0,0001$  г/см<sup>3</sup>). Поэтому ее перемещения должны были сопровождаться интенсивным переносом мелкого обломочного материала ортогнейсов кратонов, химически выветрелых под влиянием увеличившейся активности кислотных эма-

наций магматического океана в полуостывшей газовой оболочке. Этот материал должен был осаждаться в участках снижения скорости потоков - в прогибах формирующихся зеленокаменных поясов и в зонах выхода гранулитовых мигм, где быстрые горизонтальные потоки газовой оболочки сменялись на медленные восходящие. Формировавшиеся золовые осадки были обеднены щелочами и сильными основаниями в результате выщелачивания их богатой кислотами остывавшей паровой оболочкой. Поэтому опускание их нисходящими конвективными струями в более глубокие части гранулитовых мигм привело к преобразованию этих осадков в обычно гранатосодержащие глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы.

В следующую стадию (III на рис. 4) конденсировавшиеся в верхней части газопаровой оболочки капли воды могли достигать земной поверхности с образованием временных горячих водоемов. При отсутствии золового привноса в них формировались кремнистые осадки, представленные в гранулитовых комплексах телами кварцитов. Возникавшие при интенсивных процессах испарения и конденсации массовые гроззовые разряды в присутствии глинистых осадков были благоприятными для зарождения органического вещества и первых организмов в горячих минерализованных водоемах.

При дальнейшем падении температуры (IV на рис. 4) в наиболее холодных участках возникали и длительно существовали теплые водоемы, в которых окиси магния и кальция начинали связываться углекислотой с образованием карбонатов. Их метаморфизм по мере опускания вместе с затвердевшими верхними частями гранулитовых мигм приводил к образованию мраморов и кальцифиров, характерных для верхних частей гранулитовых комплексов.

Таким образом, парапороды гранулитовых комплексов видимо являются золовыми (в основном гранатовые гранулиты) и хемогенными (кварциты, мрамора и кальцифиры) осадками, метаморфизованными при погружении нисходящими струями конвективных потоков в гранулитовых мигмах. Такой их генезис подтверждается:

1-присутствием типичных парапород в большинстве гранулитовых комплексов обычно в виде изолированных тел среди ортогнейсов и отсутствием в этих комплексах протяженных маркирующих горизонтов; 2-широко распространенными явлениями фрагментации гранито-гнейсовыми диапирами даже пород зеленокаменных поясов, формирующихся на относительно холодном серогнейсовом основании; 3-признаками анатектического происхождения мигматизирующего жильного материала в глиноземистых гнейсах [25], тогда как во вмещающих ортогнейсах жильный материал имеет признаки образования в результате затвердевания остаточного расплава; 4-многочисленными следами пластического течения в гнейсах, присутствием в них вихревых и ротационных структур и других признаков формирования текстур гнейсовых комплексов в тектоническом потоке [36]; 5-присутствием парапород и в выдвинутых из-под серогнейсовых комплексов гранулитовых толщах [13], что связано с погружением этих пород под серогнейсовые кратоны нисходящими струями конвективных потоков в гранулитовых мигмах (8 на рис. 1); 6-отсутствием в гранулитовых комплексах метаконгломератов и метагравелитов, связанным с невозможностью переноса крупнообломочного материала маловязкими газопаровыми потоками и с незначительным распространением еще в это время водных потоков.

Продолжавшийся и в рассматриваемый этап периодический подъем нижнемантийных плюмов приводил к образованию поздних зеленокаменных поясов. Инъекции и, возможно, излияния на земную поверхность расплавов из них и из более ранних плюмов сформировали тела основных кристаллических сланцев в гранулитовых мигмах. В гранит-зеленокаменных областях завершалось гравитационное перераспределение материала с образованием гранодиоритовых и тоналитовых диапиров. Фракционирование ниже расположенных слоев мафических магм приводило к формированию различных кумулатов и остаточных кислых расплавов в верхних частях и щелочно-мафических - в нижних. Вследствие внутрислового характера этого фракционирования летучие компоненты не выкипали из остаточных расплавов, а накопи-

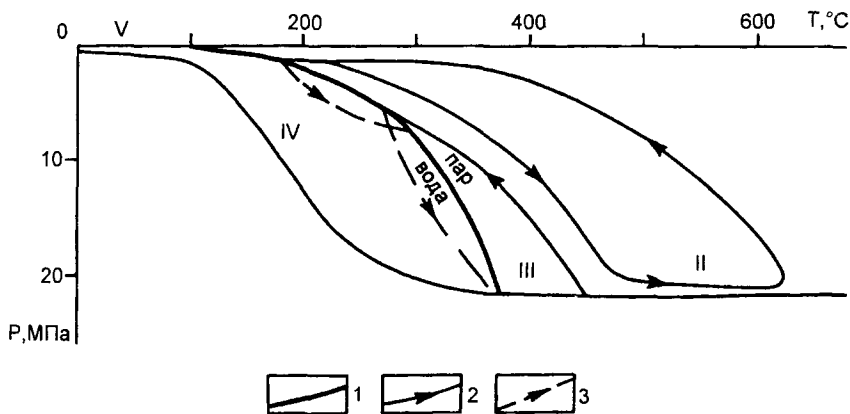


Рис. 4. Стадии эволюции гидратмосферы и осадкообразования на Земле (при количестве воды в 2 раза меньшем современного): I - газопаровая оболочка равновесная с мигмой, отсутствие процессов осадкообразования; II - интенсивно конвектирующая полуостывшая газопаровая оболочка, кислотное выщелачивание серых гнейсов, образование глиноземистых и высокоглиноземистых золовых пород; III - появление первых горячих водоемов, начало формирования хемогенных кремнистых и карбонатных осадков; IV - конденсация пара, затопление континентов, начало формирования их осадочного чехла; V - современные гидросфера и процессы осадкообразования. 1 - 3 - эволюция P и T в газовой оболочке у земной поверхности (1), при конвекции (2) и в падающих каплях дождя (3).

вались в них. Кислые расплавы частично всплывали в гранулитовые мигмы с образованием неправильных тел (типа масляного пятна) биотитовых гранитов и гранито-гнейсов, а после значительного затвердевания их - в виде гранито-гнейсовых куполов. По отсутствию гиперстена, присутствию биотита и амфибола, более высокому содержанию гранитофильных компонентов и присутствию европиевого минимума (кривые 5 на рис. 3) они заметно отличаются от вмещающих гиперстенсодержащих гнейсов.

После затвердевания главной массы гранулитовых мигм возникли гранулитовые комплексы, состоящие из различных ортогнейсов с линзами высокоглиноземистых пород, кварцитов, мраморов, основных кристаллических сланцев и с телами гранитов и гранито-гнейсов. Не полностью затвердевшие кислые разновидности нижних частей гранулитовых толщ должны были частично всплывать и декомпрессионно подплавляться с образованием секущих тел чарнокитов. В прогибах на гранулитовых комплексах накапливались разнообразные осадки и вулканы. Нижние их части постепенно метаморфизовались под влиянием еще не полностью остывшего основания с формированием зонально-метаморфических комплексов (типа Удоканской серии на Алданском щите). Фракционирование более глубинных, чем на предыдущем этапе, частей слоя мафических магм приводило к образованию калиевых кислых остаточных расплавов, формировавшихся при подъеме в земную кору интрузии калиевых гранитов. В нижних частях этого слоя продолжалось образование щелочных мафических расплавов (этап 9 на рис. 1).

Завершение затвердевания слоя мафической магмы (этап 10 на рис. 1) обусловило возникновение в его верхней части остаточных расплавов состава сиенитов и граносиенитов, а в нижней части - различных щелочных основных и разнообразных кумулатов. Полузатвердевшие мигмы калиевых гранитов и еще не полностью затвердевшие плагиоклазовые кумулаты под влиянием тектонических напряжений должны были частично выжиматься в верхние части коры с образованием соответственно гранитов-рапакиви и автономных анортозитов, что объясняет массовое формирование этих пород 2 - 1,6 млрд лет назад [3]. Большое содержание вкрапленников в рапакиви связано с небольшим развитием процессов декомпрессионного плавления в их магмах вследствие относительно небольшого подъема последних; образование плагиоклазовых кайм на вкрапленниках калиевого полевого шпата - результат обеднения гранитной эвтектики плагиоклазовым компонентом при декомпрессии [26]. Последующее полное остывание анортозитовых кумулатов привело к прекращению процессов образования автономных анортозитов в фанерозое. В связи с возникновением жесткой литосферы подъем и растекание под ней мантийных плюмов начали сопровождаться образованием рифтов и океанов. Продукты затвердевания остаточных расплавов глубинных частей магматического океана являются наиболее лёгкоплавкими породами. Поэтому

они периодически переплавлялись под влиянием фрикционного тепловыделения в глубинных стрессовых зонах и в результате декомпрессии при выжимании и всплывании в верхние части коры и формировали различные щелочные магмы [26, 27]. Вследствие постепенной конденсации пара давление газопаровой оболочки уменьшалось, произошло значительное затопление континентов и началось формирование на них осадочного чехла.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД

В соответствии с рассмотренной моделью широко распространенные в гнейсовых комплексах рассеянные мелкие гранитные тела и обособления с более железистыми темноцветными минералами и кислым плагиоклазом являются продуктами затвердевания последних остаточных расплавов исходных мигм ортогнейсов. Это объясняет повсеместное присутствие их в ортогнейсах; отсутствие признаков раздвижения последних при образовании гранитных тел; как постепенные, так и резкие контакты между ними; значительную общность химического минералогического состава их с вмещающими породами; обычно заметно более низкую температуру минеральных равновесий в гранитном материале по сравнению с субстратом; более высокую долю гидроксилсодержащих минералов в их темноцветной составляющей. Эти признаки обычно рассматривались как доказательства метасоматической природы процессов региональной гранитизации архея. Однако такому генезису противоречат признаки резкого недостатка воды и инертности ее поведения при высокотемпературных метаморфических про-

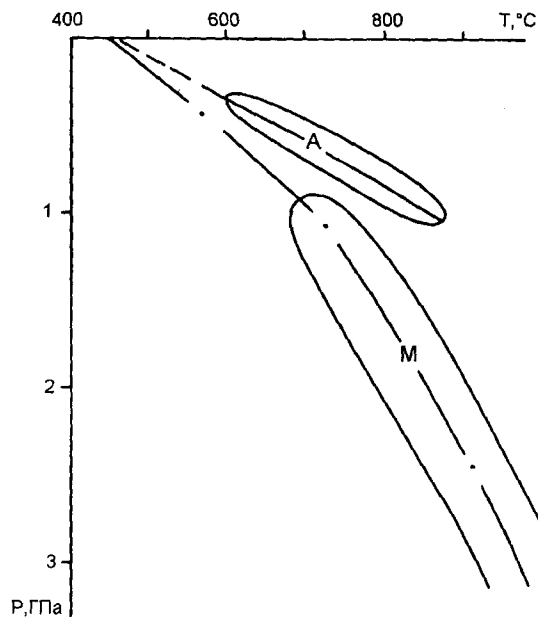


Рис. 5. Пересечение гнейсовых палеотермических градиентов Алданского щита (А) [11] и ненарушенных частей мантийных ксенолитовых градиентов (М) [27] с земной поверхностью при высокой температуре.



цессах, отсутствие фронта базификации, куда должны были бы выноситься гранитофобные компоненты, бедность гранитофильными компонентами нижней коры и мантии, нереальность процессов метасоматической гранитизации с физико-химической точки зрения и другие данные [25].

Анатектическому происхождению гранитного материала ортогнейсов противоречат обычно пониженная температура его образования и отсутствие в нем характерных для анатексиса признаков распада гидроксилосодержащих минералов, повышения магнезиальности темноцветных минералов и основности плагиоклаза. Эти признаки анатексиса типичны для мигматизированных высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсов [25, 26], первично-осадочное происхождение которых наиболее очевидно. Таким образом, модель формирования древних ортогнейсов в результате глобального магматического фракционирования дает принципиально новое, согласующееся со всеми эмпирическими данными, решение проблемы региональной гранитизации докембрия, которая уже более века является предметом острой дискуссии. Очевидно, что остаточного-магматический генезис гранитного материала в ортогнейсах противоречит широко распространенным представлениям о первично вулканогенном происхождении этих пород.

В рассматриваемой модели ареальный высокотемпературный характер минеральных равновесий в древних гнейсовых толщах отражает интенсивный импактный разогрев Земли при аккреции и образование их в результате глобального магматического фракционирования. Поэтому нет необходимости предполагать существование мощных перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых мог бы быть обусловлен метаморфизм докембрия, но признаки существования которых отсутствуют [16]. Прямым подтверждением модели является очень высокая температура земной поверхности в докембрии, получаемая путем экстраполяции палеогетермических градиентов. Так, для гранулитов центральной части Алданского щита, судя по определениям Р-Т-параметров минеральных равновесий [11], она составляла около 450°C. Практически такая же температура получена в результате экстраполяции палеоградиента недеформированных мантийных ксенолитов [27] (рис. 5). Очевидно, что эта температура отражает этап установления последнего равновесия в гнейсах, в более ранние этапы она была существенно выше. В юго-западной Финляндии в некоторых высокоглиноземистых гнейсах гранулитовой фации с возрастом 1,8-1,85 млрд лет установлено давление при минералообразовании 0,05 ГПа при температуре 750°C [38]. С учетом давления газовой оболочки около 0,02-0,05 ГПа минералы таких гнейсов образовались практически на поверхности, что подтверждает выход гранулитовых мигм на земную поверхность в докембрийских подвижных зонах. Отсутствие постепенных переходов архейских гнейсовых комплексов в слабо мета-

морфизованные породы также указывает на высокую температуру земной поверхности при их образовании. Такие переходы существуют в породах зеленокаменных поясов и перикратонных прогибов, метаморфизованных под влиянием горячего основания и залегающих несогласно на этом основании.

Высокая температура в земной коре в докембрии существовала постоянно, поэтому при формировании гранулитовых и серогнейсовых комплексов не было циклов метаморфизма в обычном понимании. Слабое возрастание температуры последних минеральных равновесий с увеличением давления объясняет относительно небольшие вариации температуры (обычно 650-850°C) при больших вариациях давления (0,3 -1 ГПа), устанавливаемых в древних гнейсовых комплексах.

В соответствии с представлениями о связи высокой температуры минеральных равновесий в гнейсах с метаморфизмом погружения обычно предполагалось, что наиболее высокотемпературные гранулитовые комплексы залегают в земной коре глубже, чем метаморфизованные в амфиболитовой фации и, следовательно, являются более древними. Однако постепенное накопление абсолютных датировок показало противоположную картину - во всем мире гранулитовые комплексы чаще всего показывают протерозойский возраст, а серогнейсовые - архейский [3,19]. Это отражает, например, рис. 6, построенный по 80 опубликованным уран-свинцовым и самарий-неодимовым датировкам гранулитовых и серогнейсовых комплексов Алданского щита. В рассматриваемой модели такое соотношение преобладающих абсолютных возрастов вполне закономерно и отражает более поздние выходы к земной поверхности и затвердевание большинства гранулитовых мигм по сравнению с серогнейсовыми. Но исходное вещество серогнейсовых и гранулитовых комплексов сформировалось практически одновременно 4,6 - 4 млрд лет назад в результате процессов глобальной магматической дифференциации. Раньше всего при этой дифференциации затвердели гнейсы повышенной основности, поэтому в них первыми закрывались самарий-неодимовая и особенно уран-свинцовая изотопные системы. Это объясняет почти одинаковые цифры относящихся к основному кристаллическому сланцам древних датировок гранулитовых и серогнейсовых комплексов на рис. 6.

Специфичность генезиса древнейших гнейсовых комплексов обуславливает уникальность их оруденения и нетипичность для них месторождений, характерных для фанерозоя. Формирование типичных для докембрийских пород крупных стратиформных месторождений железа, меди, урана и полиметаллов, вероятно, в значительной мере обусловлено процессами конденсации газовой оболочки и остывания первых горячих водоемов.

В свете модели глобального магматического фракционирования в истории Земли выделяются периоды: доплитный гипермобильный (панмагматический, этапы 2-5 на рис.1), тонких пластичных плит (6-8), толстых пла-

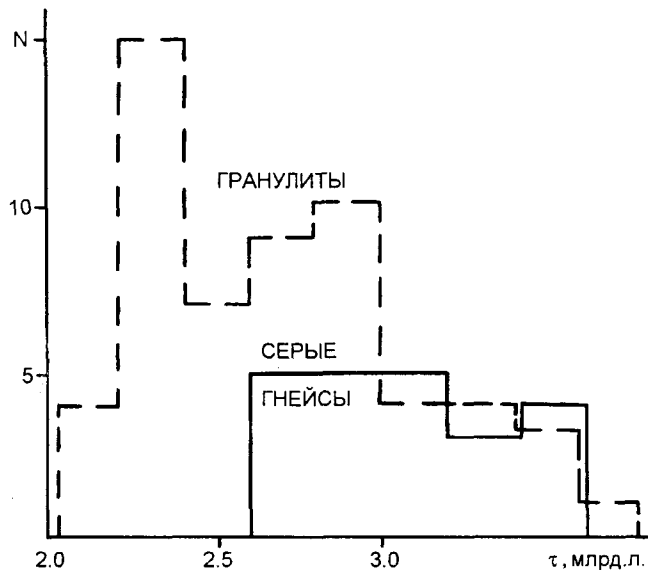


Рис. 6. Гистограмма уран-свинцовых и самарий-неодимовых возрастов гранулитовых и серогнейсовых комплексов Алданского щита [2, 24, 34 и др.].

стичных плит (9, 10) и толстых жестких плит (конец протерозоя и фанерозой).

Таким образом, учет процессов магматического фракционирования при аккреции Земли приводит к принципиально новому решению дискуссионных проблем петрологии древнейших метаморфических и магматических комплексов. Это согласуется с представлениями Ю.М.Пушаровского, В.Е.Хаина и др. о том, что появление данных о глобальном магматическом фракционировании является одной из причин начала новой научной революции в геологии.

### ВЫВОДЫ

1. Раннее быстрое образование ядра в результате аккреции магнитных частиц протопланетного облака объясняет важнейшие особенности геологической эволюции Земли.

2. Главная масса вещества кислой протокоры сформировалась на раннем низкobarическом этапе синаккреционного фракционирования глобального магматического океана.

3. Серогнейсовые комплексы - результат затвердевания верхней части кислого слоя расслоенного магматического океана. Гранулитогнейсовые комплексы - продукт затвердевания нижней части этого слоя после частичного всплывания на малоглубинный уровень и метаморфизма эоловых и хемогенных осадков, накапливавшихся на коре затвердевавших гранулитовых мигм и погружавшихся в них нисходящими струями конвективных потоков.

4. Образование ранних зеленокаменных поясов отражает зарождение первых крупномасштабных конвективных потоков в мантии.

5. Региональная гранитизация докембрия в основном связана с обособлением и затвердеванием последних кислых остаточных расплавов верхних частей магматического океана.

6. Эволюция магматизма древних метаморфических комплексов от умеренно щелочных гранитов к калиевым и затем к рапакиви, сиенитам и автономным анортозитам обусловлена эволюцией состава остаточных расплавов и кумулатов при кристаллизации подстилавших эти комплексы реликтовых мафических частей магматического океана.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Борсук Л.М. и др. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. 486 с.
2. Бибикина Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л. и др. Геохронология Алдано-Витимского щита// Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С.135-159.
3. Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук Л.М. и др. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
4. Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
5. Витязев А.В. Модели образования и ранняя эволюция планет земной группы// Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983. С. 42-60.
6. Владимиров Б.М., Волянок Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
7. Войткевич Г.В. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 136 с.
8. Глебовицкий В.А. Термодинамический режим метаморфизма и его соотношение с тектоническими движениями в раннем докембрии // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С.36-45.
9. Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика/Геология и геофизика. 1994. № 5. С.5-19.
10. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин Л.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. НЦЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. 300 с.
11. Дук В.Л., Кишул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1980. 280 с.
12. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 268 с.
13. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.
14. Мерти В.Р. Состав ядра и ранняя химическая история Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 28-40.
15. Озима М. Глобальная эволюция Земли. М.: Мир, 1970. 166 с.
16. Резанов И.Л. Величина эрозии Земли и природа катархейского метаморфизма/Бюл.МОИП. Отд. геол. 1989. Т.64, №2. С.104-113.
17. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
18. Салоп Л.Н. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 334 с.
19. Сеницын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 492 с.
20. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир,

1969. 544 с.
21. Таблицы физических величин. Справ. М.: Атомиздат, 1976. 1008 с.
  22. Толстихин И.Н. Дегазация и геодинамика на «догеологическом» этапе эволюции Земли// Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 77-86.
  23. Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Головчанская И.В. Эволюция изотопных систем Земли. 1. Данные изотопной космохимии и геохимии, определяющие характер эволюции изотопных систем, начальные и граничные условия// Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983. С. 168-179.
  24. Шемякин В.М. Эволюция магматизма раннего докембрия Алданского щита. Л.: ЛГИ, 1991. 112 с.
  25. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
  26. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
  27. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН. 1995. 168 с.
  28. Шкодзинский В.С., Габышев В.Д. Происхождение и корреляция докембрийских комплексов - модель эволюции глобально-магматического океана (на примере Алданского щита)//Отч. геология. 1994. № 8. С.28-34.
  29. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 232 с.
  30. Allegre C.J., Stadacher Th., Sarda Ph. Rare gases systematics: the origin of the atmosphere and the structure of the mantle//27 Междунар. геол. конгр., Москва. 4-14 авг., 1984. Тез. докл. М.: Наука, 1984. Т.9. С.181.
  31. Boehler R. Melting of the Fe-FeO and Fe-FeS systems at high pressure: Constraints of core temperatures// Earth and Planetary Sci. Let. 1992. V. 111, N 214. P.217-227.
  32. Hofmeister A.M. Effect of hadean terrestrial mantle evolution //J. Geophys. Res. 1983. V. B88, No 6. P.4963-4983.
  33. Milisenda C.C., Rohl J.R., Hofman A.W. Geochemistry of charnockite formation of Kurunecala// The crystalline crust of Sri Lanka. Colombo: 1991. P.141-149.
  34. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. e.a. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the middle Proterozoic// Precamb. Research. 1992. V. 54. P. 95-210.
  35. O'Neil H.St. Oxygen fugacity and siderophil elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth// Meteoritics. 1990. V. 25, No 4. P.395.
  36. Patalakha Yu. I., Shcherbakov I.B. Chaotized tectonic stream - base of the Archean geology //Геол. журн. 1995. № 1. С.11-16
  37. Warren P. Plagioklase flotation over a «ferroan» lunar magma ocean/ Meteoritics. 1978 V. 13, No 4. P.657-665.
  38. Van Duin. Pressure and temperature history of a low pressure transitional granulite area, Turku, SW Finland//Geol. en. milnborw. 1992. V. 71, No 3. P.529-280.

Поступила в редакцию 19 мая 1997 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

*V.S.Shkodzinsky, A.N.Zedgenizov*

### **Genesis of Precambrian complexes in the light of the latest data on global magmatic fractionation at the time of the earth accretion (as exemplified by the Aldan shield)**

According to the model presented, the earth's core formed prior to the mantle and had a higher initial temperature due to greater accretion rates of magnetic particles than of non-magnetic ones. This conditioned subsequent mantle heating by the core, appearance of convective flows in the mantle, and plate tectonic movements in the lithosphere. The processes of impact melting of the falling material and compression crystallization of the forming magmas at the time of mantle accretion were accompanied by the change of the residual melt from acid to picritic, and resulted in the stratified magmatic ocean. Grey-gneiss complexes were the product of crystallization and partial fractionation of the upper part of the acid melt's layer; and granulite complexes, of its lower part, after partial buoying of the latter to the earth's surface. K and Rb depletion of these complexes and Ca-, Mg-, Ni- and Co-enrichment are the consequence of diffusion interaction of the early acid melt of the magmatic ocean's upper part with the mafic melt being formed during impact melting of the falling material. The pararocks of granulite complexes resulted from interaction of the cooling granulite migmas with a gas and steam envelope. The formation of greenstone belts reflects the appearance of the first massive convective flows in the mantle. The succession of magmatic processes in the gneiss complexes from K-Na granites to alkaline magmatites was conditioned by the deepening of the crystallization and fractionation front of the residual magmatic ocean which underlay these complexes. Orthogneiss granitization is the result of partial isolation and crystallization of the parent magmas' residual melt.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА  
БЕРЕЗОВСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (О. САХАЛИН)*****Ф.П. Леснов, М.П. Гора, В.А. Бобров, В.А. Ковалева****Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

Березовский мафит-ультрамафитовый массив входит в состав мезозойской офиолитовой ассоциации о.Сахалин и состоит из трех генетически разнородных фрагментов: протрузии альпинотипных ультрамафитов (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, серпентиниты), прорывающего ее интрузива мафитов (габбро-нориты, габбро) и полосчатого комплекса (вебстериты, клинопироксениты, верлиты, плагиоклазосодержащие ультрамафиты, оливниновые габброиды). Последний представляет собой контактово-реакционную переходную зону, образовавшуюся вследствие взаимодействия мафитовых расплавов с породами ультрамафитовой протрузии. Изучены химические составы ортопироксенов, клинопироксенов и плагиоклазов из габбро-норитов, вебстеритов и лерцолитов. Рассчитаны температуры химического равновесия сосуществующих пироксенов в этих породах, которые отвечают заключительному этапу магматической истории массива и в среднем не превышают 1000°C. Изучено распределение РЗЭ в породах и минералах массива, установлена его общая обедненность этими элементами. В габбро-норитах обнаружен небольшой избыток Eu, а в вебстеритах, наоборот, его дефицит. В клинопироксене из габбро-норитов содержание РЗЭ в среднем выше, чем в нем же из лерцолитов и вебстеритов. В плагиоклазе из безоливниновых разновидностей габбро-норитов положительная аномалия Eu несколько больше, чем в плагиоклазе из оливинсодержащих габброидов. Согласно расчетам, основанным на распределении Sm и Tm между клино- и ортопироксенами, степень расплавления мантийного источника при генерации расплавов, из которых кристаллизовались габбро-нориты массива, была достаточно высокой - порядка 20%.

**ВВЕДЕНИЕ**

Геохимия редкоземельных элементов (РЗЭ) играет все возрастающую роль в современных петрогенетических исследованиях мафит-ультрамафитовых пород. Однако, данных о закономерностях их распределения в этих образованиях и особенно в их минералах пока что недостаточно прежде всего из-за низких концентраций РЗЭ и обусловленных этим методических трудностей анализа. Хорошая сохранность пород и минералов является определяющим фактором при выборе объектов для детальных минералого-геохимических исследований мафит-ультрамафитовых массивов. С этих позиций был выбран Березовский мафит-ультрамафитовый массив на о.Сахалин, относящийся к мезозойской офиолитовой ассоциации Восточно-Сахалинских гор [17].

Массив сложен протрузией ультрамафитов (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты), которая прорывается мафитовым интрузивом (габбро-нориты, габбро). На границе с последним в широких масштабах проявились процессы пироксенизации и полевошпатизации ультрамафитов - результат активного взаимодействия мафитовой магмы с более древними ультрамафитами с образованием сложно перемежающихся гибридных пород контактово-реакционной зоны (полосчатого комплекса) - вебстеритов, клинопироксенитов, верлитов, плагиоперидотитов, оливниновых габброидов раз-

личной меланократовости. Среди этих пород часто присутствуют реликтовые ксенолиты ультрамафитов, в которых наблюдаются апофизы габброидов. Все это позволяет характеризовать Березовский массив как полихронное и полигенное плутоническое тело.

В предлагаемой работе продолжено изучение закономерностей распределения РЗЭ в породах и минералах Березовского массива, которое было начато в одной из наших более ранних публикаций [12]. Было выполнено определение содержаний РЗЭ в минералах (ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз) из габбро-норитов, вебстеритов и лерцолитов, а также в меньшем объеме в валовых пробах этих пород. Для этого использованы как инструментальный, так и радиохимический варианты нейтронно-активационного метода определения РЗЭ. Последний позволил существенно снизить пределы обнаружения РЗЭ в пробах. Анализы минералов на главные элементы выполнены методом «мокрой» химии и с помощью рентгеноспектрального микроанализатора (микрозонда). Всего в работе использовано 65 анализов минералов на главные элементы и 30 анализов на редкоземельные элементы и некоторые другие примеси. На основе этих минералого-геохимических данных впервые для изученного массива определены некоторые важные характеристики его пород и минералов: рассчитаны температуры равновесия между пироксенами, определены содержания РЗЭ

в породах и минералах массива, рассчитаны коэффициенты распределения РЗЭ в системах минерал/минерал и минерал/порода, определена вероятная степень частичного плавления мантийного источника при генерации материнских расплавов для габбро-норитов массива.

#### КРАТКОЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МАССИВА

Березовский мафит-ультрамафитовый массив является одним из наиболее крупных и типичных тел офиолитовой ассоциации о.Сахалин. Совместно с другими массивами мелового шелтингского комплекса (Шелтингский, Комсомольский и др.) он приурочен к субмеридиональному разлому, осложняющему структуру Восточно-Сахалинского антиклинория Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Массив расположен на водоразделе рек Березовка, Герань и Зловещая, дренирующих восточный склон Восточно-Сахалинских гор, и обнажается на площади 1,5х7 км. Длинной осью он ориентирован в субмеридиональном направлении (рис.1). Массив залегает среди подвергшихся интенсивным складчато-блоковым деформациям меловых отложений богатинской свиты (туфы, туфобрекчи, лавы основного и среднего состава), имеющей мощность 800-900 м, и раkitинской свиты (пирокласты основного состава, яшмы, известняки, радиоляриты), имеющей мощность 1400 м. Меловой возраст мафитового интрузива, входящего в состав массива (94-142 млн лет), установлен на основе определений калий-аргоновым методом по валовым пробам габброидов, а также по выделенным из них мономинеральным пробам (роговая обманка, биотит) [17].

В массиве представлена широкая гамма петрографических разновидностей ультрамафитовых и мафитовых пород, сложно перемежающихся друг с другом. Бесплагиоклазовые (ортомагматические) ультрамафиты (лерцолиты, гарцбургиты, дуниты) слагают протрузию, расчлененную на несколько блоков. Последние окружены более широко представленными гибридными (парамагматическими) ультрамафитами - плагиоклазосодержащими перидотитами и сопровождающими их полосами и линзами вебстеритов, клинопироксенитов, ортопироксенитов, верлитов, а также гибридных (парамагматических) мафитов различной меланократовости - оливиновых габбро-норитов и габбро, анортозитов. Парамагматические породы образуют контактово-реакционную зону (полосчатый комплекс) и характеризуются такситовыми текстурами и изменчивым количественно-минеральным составом. В них наблюдаются многочисленные реликтовые ксенолиты ультрамафитов (рис.2). Среди пород ультрамафитовой протрузии и полосчатого комплекса располагается слабо эродированный габброидный интрузив, представленный несколькими относительно небольшими разобщенными телами. Они сложены ортомагмати-

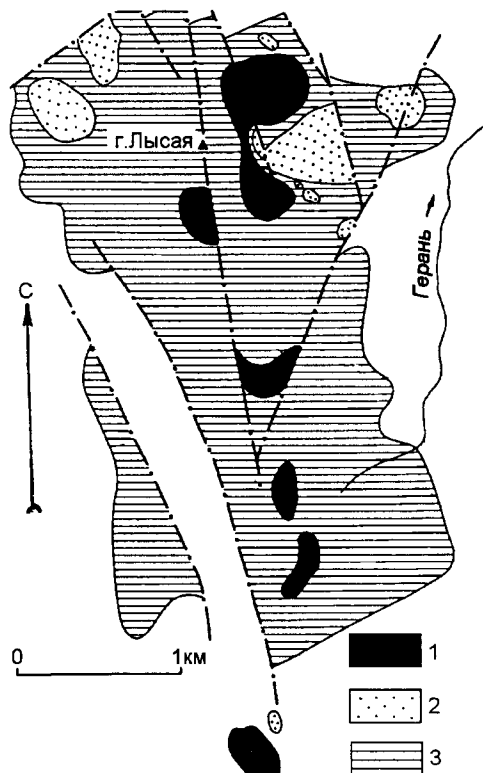


Рис.1. Схема геологического строения Березовского мафит-ультрамафитового массива (по [16] с изменениями).

1 - ультрамафиты (лерцолиты, гарцбургиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности). 2 - мафиты (габбронориты, габбро); 3 - породы промежуточного состава (вебстериты, клинопироксениты, ортопироксениты, верлиты, в том числе плагиоклазосодержащие, а также плагиолерцолиты и плагиодуниты, реже такситовые оливиновые габбронориты и габбро различной меланократовости, анортозиты, пегматоидные габбро).

ческими мафитами (габбро-нориты, габбро), которые обычно характеризуются среднезернистой, гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой и не содержат оливин. Отметим, что автономные габброидные интрузивы находятся и вне пределов описываемого мафит-ультрамафитового массива, где они прорывают вмещающие вулканогенно-осадочные отложения. Взаимоотношения между ультрамафитами и мафитами, подобные охарактеризованным выше, наблюдаются и в других массивах офиолитовой ассоциации о.Сахалин (Шелтингский, Комсомольский, Южношмидтовский), которые отличаются количественным соотношением ультрамафитов и мафитов и мощностью полосчатого комплекса [11,17].

Пространственное распределение и контактовые взаимоотношения ультрамафитовых и мафитовых тел в Березовском массиве однозначно свидетельствуют о полихронности и полигенности его формирования. Наиболее ранними образованиями являются бесплагиоклазовые альпинотипные перидотиты, слагающие крутопадающий протрузивный блок мантийных



Рис.2. Линзовидные реликтовые ксенолиты апоперидотитовых серпентинитов в такситовом (неритмично полосчатом) оливниновом габбро (обр. 128-8, ув.0,7х).

реститов, внедрившихся по разлому в меловые стратифицированные отложения. На следующем этапе, но еще до конца мела, последние, совместно с протрузией ультрамафитов, подверглись складчато-блоковым деформациям и были прорваны интрузивами ортомагматических мафитов. При этом мафитовые расплавы активно взаимодействовали с породами ультрамафитовой протрузии, благодаря чему формировались парамагматические породы полосчатого комплекса. Березовский массив может рассматриваться в качестве одного из типичных представителей сложных мафит-ультрамафитовых плутонов, входящих в состав офиолитов [7,9].

#### МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Изучение общего состава породообразующих минералов выполнялось с помощью силикатного химического анализа и рентгеноспектрального анализа на микрозондах «Камека» и «Камебакс-Микро». При изучении плагиоклазов были также использованы рентгенолюминесцентный и термический методы анализа. Редкоземельный состав пород и минералов определяли нейтронно-активационным методом в инст-

рументальном варианте (ИНАА), а также с радиохимическим выделением РЗЭ (РНАА).

ИНАА пород на РЗЭ проводили по измельченному в порошок навескам (100 мг), которые облучались на реакторе потоком интенсивностью в  $1 \cdot 10^{13}$  нейтрон  $\text{см}^{-2} \text{сек}^{-1}$  в течение 12 час. Измерения активности проб проводили на коаксиальном и планарном детекторах с разрешением 2 Кэв по линии 1332 Кэв (Со-60) и 0,4 Кэв по линии 59 Кэв (Am-241) соответственно. В качестве эталонов использовали стандарты СТ-1А, СТ-2, СГ-3, а также Бил-1 и ЗУК-1. Продолжительность одного измерения составила порядка 30 000 сек.

Для уточнения данных, полученных с помощью ИНАА, часть образцов пород анализировали на РЗЭ с применением метода РНАА, что позволило существенно снизить пределы обнаружения этих элементов (табл.1). Для радиохимического отделения группы РЗЭ от мешающих радионуклидов (Sc, Cr, Fe, Co) использовали метод ионообменной хроматографии. При этом измельченную в порошок пробу массой 100 мг облучали на реакторе потоком интенсивностью в  $1 \cdot 10^{13}$  нейтрон  $\cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сек}^{-1}$  в течение 20 час. В качестве образцов сравнения использовали нанесенные на обеззоленную фильтровальную бумагу дозированные количества растворов смеси определяемых элементов, а также стандарты СТ-1А, JP-1 и DTS-1. Облученные пробы охлаждали в течение 5 дней и затем подвергали ряду химических процедур. Отделение сопутствующих элементов от РЗЭ проводили на колонке (0,9 x 18 см) со смолой Dowex AG 50W x 8 (100-200 меш) путем их элюирования растворами 0,1M  $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$  в 0,5M HCl и 2M  $\text{HNO}_3$ . Фракцию РЗЭ элюировали с катионита растворами 6M и 8M  $\text{HNO}_3$ . Стандарты JP-1, СТ-1А и DTS-1 подвергали аналогичным радиохимическим процедурам [5].

Таблица 1. Пределы обнаружения РЗЭ при инструментальном и радиохимическом нейтронно-активационном анализе, г/т

Элемент	Пределы обнаружения		Содержание в хондрите С1 [20]	ИНАА/РНАА
	ИНАА	РНАА		
La	0.5	0.005	0.2446	100
Ce	0.8	0.05	0.6379	16
Nd	5.0	0.05	0.4738	100
Sm	0.05	0.0001	0.1540	500
Eu	0.01	0.0001	0.05802	100
Gd	0.2	0.01	0.2043	20
Tb	0.1	0.001	0.03745	100
Tm	0.1	0.001	0.2561	100
Yb	0.1	0.005	0.1651	20
Lu	0.05	0.001	0.02539	50

Примечание. ИНАА - инструментальный нейтронно-активационный анализ. РНАА - радиохимический нейтронно-активационный анализ.

Определение РЗЭ в минералах проводили методом РНАА с применением экстракционной колоночной хроматографии (ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз) и частично методом ИНАА (плагиоклаз). Для определения содержаний La, Ce, Sm и Lu облучение проб на реакторе проводили при меньшей интенсивности потока ( $5 \cdot 10^{16}$  нейтрон·см<sup>-2</sup>·сек<sup>-1</sup>), чем для определения Nd, Eu, Gd, Tb, Tm, Yb и др. ( $5 \cdot 10^{18}$  нейтрон·см<sup>-2</sup>·сек<sup>-1</sup>). При этом достигнутый уровень воспроизводимости анализов составил порядка 30% [14, 15].

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Общий химический состав ортопироксенов, клинопироксенов и плагиоклазов изучен по 65 представительным образцам этих минералов из габбро-норитов, вебстеритов и лерцолитов. Во многих из них анализировали две или три сосуществующие фазы.

Железистость ортопироксенов (Опр) в изученной коллекции образцов пород массива изменяется в интервале от 10 до 26% (табл.2-4). В минерале из плагиоклазсодержащих лерцолитов она оказалась выше (22-24%), чем в Опр из бесплагиоклазовых разновидностей этих пород (9-18%). В вебстеритах и габбро-норитах железистость пироксена сходная. Среднее содержание  $Al_2O_3$  в Опр из габбро-норитов оказалась несколько выше, чем в минерале из лерцолитов и вебстеритов. Соответственно в Опр из габбро-норитов среднее содержание Al (VI) (0,032 форм. ед.) выше, чем в минерале из лерцолитов (0,022 форм.ед.) и вебстеритов (0,023 форм.ед.). По сравнению со средними оценками содержаний Al (VI) в Опр из перидотитов гипербазитовой формации [3] в лерцолитах из Березовского массива этот минерал характеризуется более высоким содержанием этого компонента. Возможно, это связано с формированием последних при более высоких давлениях. В свою очередь ортопироксены из вебстеритов массива отличаются более высоким средним содержанием Ca (0,057 форм.ед.) по сравнению с этим минералом из лерцолитов (0,044 форм.ед.) и габбро-норитов (0,037 форм.ед.). Соотношение энстатитового, ферросилитового и волластонитового миналов в ортопироксенах из пород массива показано на рис.3.

В клинопироксенах (Кпр) из тех же пород железистость изменяется в интервале 6-22% (табл.5-7). Средние значения ее возрастают от лерцолитов к вебстеритам и габбро-норитам. В той же последовательности пород в Кпр уменьшаются средние содержания Al (IV) (0,084; 0,068; 0,049 форм.ед.) и возрастают средние содержания Al(VI) (0,029; 0,033; 0,050 форм.ед.) и Na (0,013; 0,016; 0,020 форм.ед.). Соотношение энстатитового, ферросилитового и волластонитового миналов в Кпр из лерцолитов, вебстеритов и габбро-норитов показано на рис.3.

Плагиоклазы (Пл) в качестве главной фазы входят в состав габбро-норитов, габбро, анортозитов и их оливинсодержащих разновидностей. В виде неравномерно распределенных ксеноморфных выделений минерал нередко наблюдается в качестве примеси в парамагматических ультрамафитах - вебстеритах, клинопироксенитах, верлитах и лерцолитах. Состав проанализированных плагиоклазов изменяется в пределах 56-95%Ан, в минерале из габбро-норитов от 76% до 91%Ан) (табл.8). Соотношение анортитового, альбитового и ортоклазового миналов в Пл из габбро-норитов показано на рис.4.

По данным микророндового анализа среднее содержание изоморфной примеси Fe в плагиоклазах из габбро-норитов Березовского массива составляет 0,15% мас., а по данным рентгенолюминесцентного анализа средняя суммарная светимость Пл из габбро-норитов массива понижена и составляет порядка 100 условных единиц. Как показали наши наблюдения, такие характеристики соответствуют плагиоклазам из габброидов среднеглубинных мафит-ультрамафитовых массивов [10]. Вследствие эпигенетических изменений плагиоклазы из пород массива в той или иной мере замещены тонкодисперсными агрегатами томсонита, реже пренита, гидрослюды, кальцита и пумпеллиита, которые были диагностированы с помощью термического анализа.

По данным о химическом составе сосуществующих Опр и Кпр были рассчитаны температуры равновесия этих минералов в лерцолитах, вебстеритах и габ-

**Таблица 2. Содержание главных компонентов в ортопироксенах из лерцолитов, мас. %**

Компоненты	1	2	3	4	5
	138	142	142-3	145	154
SiO <sub>2</sub>	50.00	51.80	55.01	55.30	55.80
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.12	0.07	0.15	He опр
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.03	0.86	0.79	1.10	2.45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	He опр	He опр	0.19	He опр
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр	0.96	He опр	4.02	He опр
FeO	12.23	14.42	14.23	7.54	7.53
MnO	0.14	0.43	He опр	0.43	He опр
NiO	0.06	0.06	He опр	0.03	He опр
MgO	30.88	27.62	29.12	28.57	33.93
CaO	1.43	1.67	0.46	1.38	0.58
Na <sub>2</sub> O	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр
Сумма	98.23	97.94	99.68	98.71	100.29
F, %	8.90	23.68	21.51	17.97	11.07

**Примечание.** Химанализы обр. 1, 2 и 4 выполнены И.М.Фоминых. Анализы остальных образцов выполнены В.Н.Королюком на микроронде. В обр. 2 и 3 присутствует примесь плагиоклаза. Здесь и далее F, % =  $100 \times (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$ , форм.ед.; He опр - компонент не определялся.

Таблица 3. Содержание главных компонентов в ортопироксенах из вебстеритов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	X	S
	134	137	140	140-3	150	150-3	152	155		
SiO <sub>2</sub>	55.00	55.00	52.20	54.42	53.30	51.82	53.90	55.50	53.89	1.35
TiO <sub>2</sub>	He опр	He опр	0.07	0.10	He опр	He опр	0.06	0.13	0.09	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.35	1.75	1.51	2.13	2.40	2.58	1.29	0.80	1.73	0.61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.17	0.43	He опр	0.16	0.14	0.46	0.30	0.25	0.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.27	1.71	He опр	1.58	He опр	0.89	1.15	1.00	0.59
FeO	9.98	10.05	9.77	11.54	13.79	16.15	5.92	8.43	10.70	3.16
MnO	0.18	0.20	0.21	0.31	0.67	0.24	0.14	0.50	0.31	0.18
NiO	0.04	0.03	0.02	0.00	0.03	He опр	0.06	0.04	0.04	0.01
MgO	30.56	30.89	29.89	31.30	24.91	28.01	33.97	30.23	29.97	2.63
CaO	1.38	0.92	2.86	0.53	2.31	0.68	2.26	0.92	1.48	0.88
Na <sub>2</sub> O	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	-	-
Сумма	98.98	99.28	98.67	100.33	99.15	99.62	98.95	98.00		
F, %	15.97	15.74	17.50	17.13	25.51	24.44	9.99	14.94	17.65	5.08

Примечание. Химанализы обр. 1, 2, 3, 5, 7 выполнены Е.М.Зыряновой и И.М.Фоминых. Анализ остальных образцов выполнены - В.Н.Королюком на микрозонде. В обр. 1, 2, 3, 4 и 8 присутствует примесь оливина.

Таблица 4. Содержание главных компонентов в ортопироксенах из габбро-норитов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	X	S
	128	130	131	132a	138a	141	144	146	147	148	149		
SiO <sub>2</sub>	54.00	55.00	54.50	52.40	54.96	55.49	51.20	54.60	56.04	54.80	53.20	54.20	1.42
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.06	0.07	0.07	0.06	0.00	0.40	He опр	0.03	0.03	He опр	0.09	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	1.35	1.62	2.16	2.77	2.17	2.59	1.20	0.96	2.03	2.80	2.02	0.65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	0.05	He опр	He опр	He опр	0.20	0.11	0.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.07	0.01	0.93	He опр	He опр	1.31	5.22	He опр	He опр	1.79	1.33	1.85
FeO	13.31	13.37	13.32	11.09	11.20	10.35	12.58	9.25	12.97	11.92	9.10	11.68	1.60
MnO	0.28	0.28	0.25	0.32	0.28	He опр	0.28	0.43	He опр	He опр	0.50	0.33	0.09
NiO	0.04	0.03	0.02	0.02	He опр	He опр	0.04	0.03	He опр	He опр	0.03	0.03	0.01
MgO	28.24	28.24	28.90	29.51	30.90	31.89	28.82	25.90	30.30	31.00	27.90	29.24	1.71
CaO	0.92	0.92	0.90	1.43	0.81	0.61	1.43	0.92	0.49	0.52	1.84	0.98	0.42
Na <sub>2</sub> O	He опр	He опр	He опр	He опр	0.03	0.02	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	0.03	0.01
Сумма	99.42	99.32	99.59	97.93	101.01	100.53	98.70	97.55	100.79	100.30	97.36		
F, %	20.92	21.06	20.55	18.48	16.89	15.40	21.12	23.20	19.36	17.74	17.72	19.31	2.29

Примечание. Химанализы обр. 1, 2, 3, 4, 7, 8 и 11 выполнены Е.М.Зыряновой и И.М.Фоминых. Анализ остальных образцов выполнен В.Н.Королюком на микрозонде.

бро-норитах массива (табл.9). Согласно оценкам, выполненным по методикам [16, 29], температуры равновесия для трех названных разновидностей дупироксеновых пород оказались близкими - в среднем несколько выше 1000°C. Температуры, рассчитанные для тех же образцов еще по трем методикам [18, 19, 28], тоже оказались близкими, но в среднем они немного ниже 1000°C. Тот факт, что температуры равновесия, рассчитанные для пироксенов из генетически разных пород имеют близкие и сравнительно невысокие значения, возможно, обусловлен тем, что все эти оценки характеризуют один и тот же заключительный этап эндогенной термической истории исследованного массива.

### РЗЭ В СОСТАВЕ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Особенности распределения РЗЭ в породах Бerezовского массива описаны на основе выборочных данных по габбро-норитам, вебстеритам и лерцолитам, которые получены с помощью методов ИНАА и РНАА (табл.10, 11). Можно видеть, что суммарное содержание лантаноидов в габбро-норитах сравнительно невелико и обычно не превышает 2 г/т, что близко к хондритовой норме. Приблизительно такие же содержания РЗЭ установлены в габбро-норитах Наранского мафит-ультрамафитового массива, тоже входящего в состав офиолитовой ассоциации [6] (см. табл.11). По сравнению с габбро-норитами многих других мафит-ультрамафитовых комплексов различной формацион-



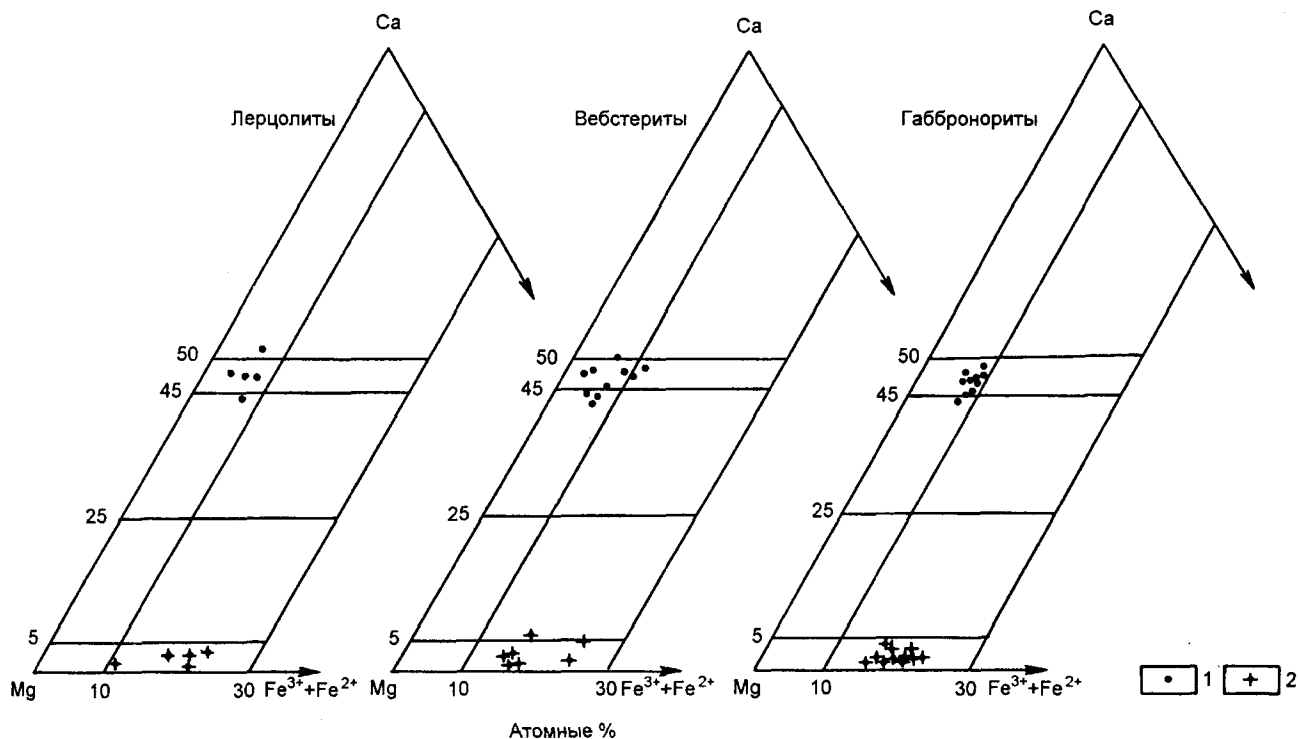


Рис.3. Соотношение содержаний минералов в сосуществующих ортопироксенах (1) и клинопироксенах (2) из лерцолитов, вебстеритов и габброноритов Березовского массива по данным табл.2-7.

Таблица 5. Содержание главных компонентов в клинопироксенах из лерцолитов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	X	S
	138	142	145	145-3	154	154-1		
SiO <sub>2</sub>	48.90	53.83	52.90	53.60	53.57	50.09	52.15	2.11
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.01	0.05	0.05	0.04	He	0.07	0.08
						опр		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.46	2.40	1.30	1.63	2.79	3.31	2.48	0.88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	He	0.28	He	He	He	0.37	0.13
		опр		опр	опр	опр		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	He	1.53	He	He	He	1.74	0.29
		опр		опр	опр	опр		
FeO	3.14	2.34	3.36	4.10	2.79	4.09	3.30	0.70
MnO	0.11	He	0.14	He	He	0.09	0.11	0.03
		опр		опр	опр			
NiO	0.04	He	0.01	He	He	He	0.03	0.02
		опр		опр	опр	опр		
MgO	16.47	17.22	17.60	16.85	17.95	15.43	16.92	0.90
CaO	23.86	23.64	21.71	23.65	24.58	25.66	23.85	1.30
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.17	0.23	0.10	0.10	0.14	0.17	0.08
Сумма	98.88	99.61	99.11	99.98	101.82	98.81		
F, %	14.26	7.08	13.11	12.01	8.02	12.94	11.24	2.97

Примечание. Химанализы обр. 1 и 3 выполнены И.М.Фоминых. Анализы остальных образцов выполнены В.Н.Королюком на микрозонде. В обр. 2 и 6 присутствует примесь плагиоклаза.

ной принадлежности, где суммарное содержание РЗЭ многократно превышает хондритовую норму [2,115, 20, 25], габбро-нориты из двух названных офиолитовых массивов можно отнести к категории существенно обедненных ими.

Лерцолиты и вебстериты исследованного массива тоже характеризуются истощенностью лантаноидами. Так, суммарное содержание РЗЭ в лерцолите оказалось ниже, чем в аналогичных породах из других офиолитовых ассоциаций [1, 2, 4], а также в лерцолитах из глубинных ксенолитов, из высокотемпературных ультрамафитовых массивов и в породах, драгированных в районах Срединно-Атлантического хребта [1].

Для большей части проанализированных образцов габбро-норитов и вебстеритов Березовского массива характерно незначительное преобладание нормированных концентраций тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ) над легкими (ЛРЗЭ) и, соответственно, пониженные значения церий-иттербиевого отношения:  $Ce/Yb(n) < 1$ . Спайдердиаграммы распределения РЗЭ для обеих разновидностей пород имеют очень пологий положительный наклон (рис.5). На них можно видеть, что габбро-норитам присущ небольшой избыток европия, в то время как вебстеритам - небольшой дефицит этого элемента.

Ранее полученные единичные определения содержаний РЗЭ в минералах из пород Березовского мас-

Таблица 6. Содержание главных компонентов в клинопироксенах из вебстеритов, мас.%

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	X	S
	134	134-3	137	140	143	148-1	150	152	154-2	155		
SiO <sub>2</sub>	53.83	49.68	53.00	50.40	51.85	47.92	51.50	53.87	51.52	52.90	51.65	1.90
TiO <sub>2</sub>	0.06	He опр	0.06	0.10	0.09	He опр	He опр	0.04	He опр	He опр	0.07	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	1.79	2.10	2.37	1.29	3.28	2.40	1.86	1.80	1.20	1.96	0.62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.89	0.33	0.38	He опр	He опр	0.17	He опр	He опр	0.45	0.40	0.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	He опр	0.09	1.22	He опр	He опр	1.72	He опр	He опр	0.11	0.65	0.77
FeO	4.07	2.44	4.07	3.48	5.40	7.29	4.66	2.03	4.33	2.96	4.07	1.53
MnO	0.13	0.04	0.07	0.14	He опр	0.10	0.21	He опр	0.09	0.14	0.12	0.05
NiO	0.02	He опр	0.03	0.01	He опр	He опр	0.01	He опр	He опр	0.01	0.02	0.01
MgO	17.27	17.36	17.94	16.98	15.00	14.70	14.95	17.55	16.20	18.27	16.62	1.32
CaO	21.72	24.12	21.25	23.38	23.03	24.86	23.10	24.30	26.06	22.64	23.45	1.44
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.24	0.16	0.25	0.18	0.22	0.24	0.20	0.16	0.27	0.21	0.04
Сумма	99.02	96.56	99.10	98.71	96.84	98.37	98.96	99.85	100.16	98.95		
F, %	11.88	7.30	11.48	13.13	16.80	21.76	18.89	6.09	13.03	8.58	12.89	5.05

Примечание. Химанализы обр. 1, 3, 4, 7, 10 выполнены Е.М.Зыряновой и И.М.Фоминых. Анализ остальных образцов выполнен В.Н.Королюком на микрозонде. В обр. 1, 2, 3 и 4 присутствует примесь оливина.

Таблица 7. Содержание главных компонентов в клинопироксенах из габбро-норитов, мас.%

Ком- по- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	X	S
	128	130	131	131a	132a	138a	141	144	146	147	147-3	148	148a	149	151		
SiO <sub>2</sub>	53.00	54.03	54.03	54.50	52.46	50.97	49.90	53.82	53.30	50.40	54.04	54.46	54.42	52.00	53.40	52.98	1.52
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.01	0.05	0.06	0.14	0.16	0.12	0.12	He опр	0.12	0.08	0.10	0.10	0.26	He опр	0.11	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.62	2.02	2.16	2.12	2.20	2.16	3.02	2.46	2.33	2.38	1.30	2.24	2.24	2.40	1.80	2.23	0.38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	He опр	0.03	He опр	He опр	He опр	0.62	He опр	0.15	0.13	He опр	He опр	He опр	0.30	0.18	0.22	0.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.20	0.21	He опр	He опр	He опр	2.96	He опр	0.61	1.51	He опр	He опр	He опр	2.47	0.56	1.07	1.12
FeO	5.32	4.81	4.66	4.53	4.60	5.57	1.80	4.76	4.58	4.14	4.69	5.26	5.26	3.11	3.55	4.44	0.98
MnO	0.16	0.14	0.14	He опр	0.20	0.17	0.11	He опр	0.21	0.11	He опр	He опр	He опр	He опр	0.21	0.16	0.04
NiO	0.03	0.03	0.03	He опр	He опр	He опр	0.01	He опр	0.01	0.01	He опр	He опр	He опр	0.01	0.01	0.02	0.01
MgO	15.45	15.95	15.45	16.91	16.81	16.51	16.81	16.26	15.61	15.76	16.13	16.53	16.55	14.95	15.61	16.09	0.60
CaO	22.18	21.72	22.18	20.26	23.33	23.04	23.38	22.17	22.18	23.86	23.33	22.23	20.93	23.10	22.64	22.44	0.97
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.30	0.30	0.17	0.19	0.23	0.43	0.21	0.35	0.39	0.23	0.48	0.17	0.32	0.34	0.28	0.09
Сумма	99.30	99.21	99.24	98.55	99.93	98.81	99.16	99.80	99.33	98.81	100.0	101.0	99.67	98.92	98.30		
F, %	16.21	14.93	14.97	13.06	13.30	15.91	12.96	14.10	15.56	16.36	14.02	15.14	15.13	16.67	12.71	14.73	1.33

Примечание. Химанализы обр. 1, 2, 3, 7, 9, 10, 14, 15 выполнены Е.М.Зыряновой и И.М.Фоминых. Анализ остальных образцов выполнен В.Н.Королюком на микрозонде. В обр. 6 присутствует примесь оливина, в обр. 1, 2, 3, 8, 14 - примесь роговой обманки.

сива [12] в данной работе дополнены значительно большим количеством анализов ортопироксенов и клинопироксенов, выполненных с применением РНАА. Для сравнения проанализированы те же минералы из нескольких других массивов офиолитовой ассоциации о.Сахалин.

Ортопироксены для определения РЗЭ были отобраны из представительных образцов лерцолитов, веб-

стеритов и габбро-норитов. Анализ показал, что минерал характеризуется относительно низким уровнем концентраций РЗЭ, составляющим примерно 0,25-0,5 хондритовой нормы (табл.12). Проанализированные образцы Опр, имея примерно одинаковый общий уровень содержания РЗЭ, отличаются по соотношению концентраций отдельных элементов. Так, ортопироксены из лерцолитов и вебстеритов при почти равных

Таблица 8. Содержание главных компонентов в плагиоклазах из габбро-норитов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	X	S
	128	130	131	131a	132a	141	144	146	147	151		
SiO <sub>2</sub>	44.10	44.26	43.30	42.78	42.66	41.51	43.40	43.50	43.38	43.22	43.21	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.00	34.96	33.23	35.17	35.39	33.66	34.53	33.90	34.53	34.52	34.39	0.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.46	He опр	0.65	0.71	0.34	0.31	0.19	0.65	0.27	0.41	0.23
FeO	0.55	0.11	0.55	0.21	0.15	0.09	0.24	0.55	0.21	0.15	0.28	0.19
MgO	He опр	0.55	0.74	0.37	0.37	0.37	0.74	0.55	0.37	0.18	0.47	0.19
CaO	18.53	16.21	14.67	17.75	17.75	18.57	16.98	16.47	16.98	17.75	17.17	1.18
Na <sub>2</sub> O	1.20	1.05	1.56	0.76	0.76	1.30	1.54	1.55	1.34	0.84	1.19	0.32
K <sub>2</sub> O	0.30	0.64	1.45	0.24	0.42	0.20	0.64	0.20	0.80	0.64	0.55	0.38
ППП	1.28	1.80	4.00	2.16	2.32	3.76	2.12	1.90	1.68	1.98	2.30	0.88
Сумма	100.03	100.04	99.50	100.09	100.53	99.80	100.50	98.81	99.94	99.55		
Ан, %	88.2	85.7	75.7	91.4	90.3	87.8	83.5	84.0	83.9	89.3	86.00	4.60

Примечание. Химанализы выполнены П.А.Сердюковой. Ан, %=100 x Ca/ (Ca+Na+K), форм.ед.

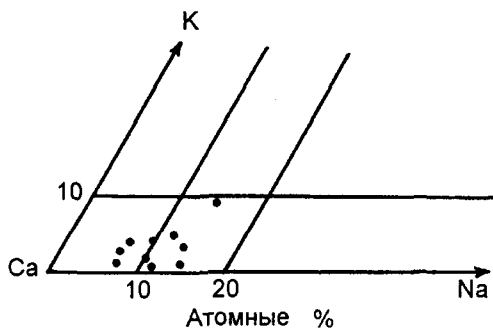


Рис.4. Соотношение содержаний миналов в плагиоклазах из габбро-норитов Березовского массива (по данным табл.8).

Таблица 9. Средние значения температур равновесия орто- и клинопироксенов в породах Березовского массива, Т°С

Порода	Геотермометры				
	Вуд [29]	Перчук [16]	Уэллс [28]	Берт-ран[18]	Брей [19]
Лерцолиты (4)	1020	1060	920	820	810
Вебстериты (6)	1050	1060	910	890	970
Габбро-нориты (7)	1030	1100	900	830	890

Примечание. В скобках - количество парных анализов пироксенов.

Таблица 10. Содержание редкоземельных элементов и других примесей в породах по данным инструментального нейтронно-активационного анализа, г/т

Компоненты	Лерцолит		Вебстерит		Габбро-нориты				
	1	2	3	4	5	6	7	8	
	154	134	131	132a	138a	141	144	147	
La	0.125	0.07	0.28	He опр	He опр	0.21	0.25	0.28	
Ce	<2.0	0.84	0.44	<0.1	0.58	1.10	<1.7	<3.0	
Nd	He опр	<1.9	0.48	0.18	<0.9	1.20	He опр	He опр	
Sm	0.025	0.04	0.16	He опр	0.067	0.076	0.23	0.103	
Eu	0.19	0.024	0.075	0.038	0.030	0.053	0.18	0.05	
Tb	He опр	<0.06	0.045	0.033	0.025	0.10	He опр	He опр	
Yb	0.20	0.19	0.245	0.104	0.158	0.20	0.197	0.17	
Lu	<0.04	<0.05	0.03	He опр	He опр	0.017	0.047	0.022	
Ce/Yb(н)	2.59	0.34	0.46	0.25	0.96	1.42	2.23	4.57	
Sc	21	29	30	42	40	38	34	28	
Co	110	He опр	He опр	30	He опр	He опр	He опр	31	
Cr	3800	2400	400	500	1900	2100	230	190	

Примечание. Анализы выполнены В.А.Бобровым. Отношение Ce/Yb(н) здесь и далее рассчитано по нормированным содержаниям компонентов.

Таблица 11. Содержание редкоземельных элементов в вебстеритах и габбро-норитах по данным радиохимического нейтронно-активационного анализа, г/т

Ком- по- нен- ты	Вебстериты		Габ- бро- норит	Веб- стерит	Габбро- нориты		Габ- бро
	1	2	3	4	5	6	7
	134	137	132a	266	269	278	JGb-1
Ce	0.240	0.250	0.230	0.330	0.420	0.600	7.900
Nd	0.180	0.200	0.170	0.230	0.280	0.300	5.700
Sm	0.056	0.047	0.060	0.064	0.100	0.130	1.500
Eu	0.024	0.019	0.038	0.027	0.100	0.100	0.630
Gd	0.098	0.083	0.092	0.120	0.240	0.270	1.600
Tb	0.019	0.016	0.017	0.024	0.042	0.050	0.310
Tm	0.026	0.021	0.019	0.027	0.039	0.046	0.150
Yb	0.180	0.130	0.110	0.150	0.250	0.290	0.970
Lu	0.029	0.019	0.020	0.025	0.037	0.045	0.150
Сумма	0.852	0.785	0.756	0.997	1.508	1.831	18.910
Ce/Yb (н)	0.34	0.50	0.54	0.57	0.43	0.54	2.11
Eu/Eu* (н)	0.98	0.92	1.56	0.93	1.89	1.59	1.24

Примечание. Массивы: 1-3 - Березовский, 4-6 - Наранский. Анализы выполнены В.А.Ковалевой. 7 - стандарт Геологической службы Японии (по [24]). Отношение  $Eu/Eu^*(н)$ , где  $Eu^* = (Sm+Gd)/2$ , здесь и далее рассчитано по нормированным содержаниям компонентов.

уровнях концентраций ЛРЗЭ характеризуются разными концентрациями ТРЗЭ. Отдельные образцы Опр из габбро-норитов выделяются среди остальных повышенным суммарным содержанием РЗЭ, которое приближается к хондритовой норме.

Спайдер-диаграммы распределения РЗЭ в Опр имеют преимущественно пологий положительный наклон (рис.6), отвечающий пониженным значениям церий-иттербиевого отношения:  $Ce/Yb(н) < 1$ . Некоторым обогащением легкими РЗЭ обусловлен отрицательный наклон кривой для ортопироксена из лерцолита. Обогащенность ЛРЗЭ наблюдается и в ряде образцов Опр из габбро-норитов. Предположительно это явление можно объяснить процессами эпигенетического перераспределения, которым относительно легко подвергаются легкие РЗЭ.

Отметим, что во многих образцах ортопироксена из габбро-норитов обнаружен небольшой дефицит европия, что выражено пониженными значениями параметра  $Eu/Eu^*(н)$ . В отличие от них в Опр из лерцолитов и вебстеритов отмечен небольшой избыток европия.

Проанализированные клинопироксены из лерцолитов, вебстеритов и габбро-норитов по сравнению с сосуществующими ортопироксенами обогащены редкими землями (табл.13). Вместе с тем они оказа-

лись беднее этими примесями по сравнению с клинопироксеном из пород некоторых других мафит-ультрамафитовых комплексов. Так, в Кпр из габбро-норитов массива суммарное содержание РЗЭ лишь немного выше, чем в хондрите, а в образцах из вебстеритов и лерцолитов этот уровень еще ниже.

Наиболее значительным колебаниям в Кпр из габбро-норитов подвержены содержания таких элементов, как La, Gd и Eu. Спайдер-диаграммы для большинства изученных образцов Кпр имеют общий положительный наклон (рис.7), которому отвечают пониженные значения церий-иттербиевого отношения:  $Ce/Yb(н) < 1$ . Отметим также, что клинопироксены из лерцолитов и вебстеритов более обеднены легкими элементами по сравнению с этим минералом из габбро-норитов. На диаграммах можно видеть, что многим проанализированным образцам Кпр присущ небольшой избыток европия.

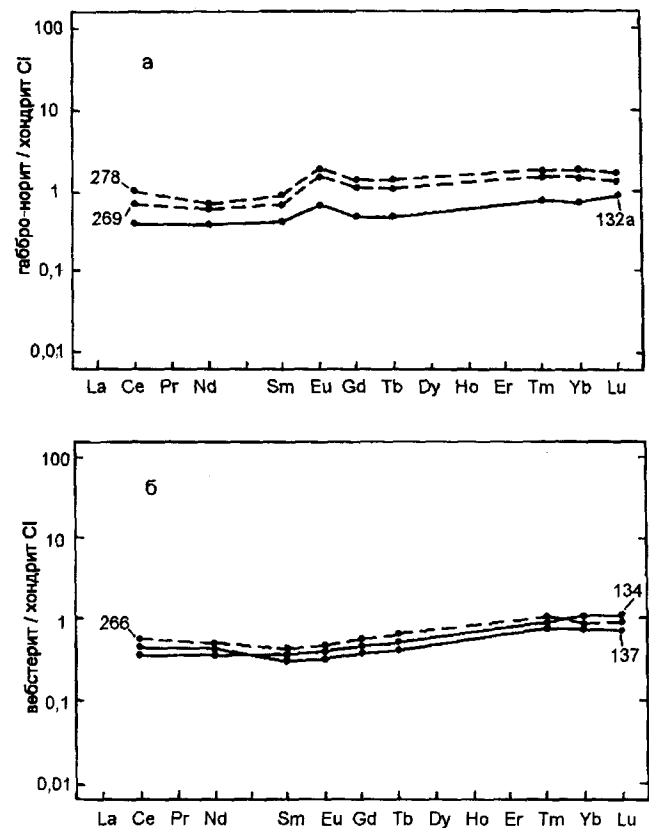


Рис.5. Спайдер-диаграммы содержаний РЗЭ в габброноритах и вебстеритах по данным радиохимического нейтронно-активационного анализа (см.табл.11):

а - габбро-нориты (обр.132a - Березовский массив, обр.269 и 278 - Наранский массив, Монголия); б - вебстериты (обр.134 и 137 - Березовский массив, обр.266 - Наранский массив). Здесь и далее содержания РЗЭ нормированы по хондриту C1 [21].

Таблица 12. Содержание редкоземельных элементов в ортопироксенах из пород массивов офиолитовой ассоциации о.Сахалин по данным радиохимического нейтронно-активационного анализа, г/т

Компоненты	Лерцолит	Вебстерит	Габбро-нориты						Лерцолит	Вебстерит	Габбро-нориты		Хондрит C1 (по [21])
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
	154	134	131	132a	138a	141	144	147	160	162	173	190	
La	0.130	0.100	0.110	0.060	0.040	0.150	0.570	0.060	0.120	0.022	0.120	0.140	0.2446
Ce	0.310	0.270	0.310	0.130	0.130	0.250	1.460	0.490	0.290	0.080	0.600	0.340	0.6379
Nd	0.150	0.140	0.160	0.150	0.100	0.200	0.930	0.460	0.170	0.050	0.760	0.190	0.4738
Sm	0.030	0.040	0.060	0.040	0.027	0.050	0.240	0.180	0.039	0.012	0.320	0.044	0.1540
Eu	0.120	0.047	0.013	0.020	0.015	0.013	0.044	0.060	0.040	0.008	0.110	0.010	0.05802
Gd	0.040	0.100	0.070	0.100	0.110	0.070	0.300	0.250	0.170	0.024	0.510	0.066	0.2043
Tb	0.008	0.025	0.015	0.025	0.009	0.017	0.050	0.050	0.034	0.006	0.130	0.014	0.03745
Tm	0.005	0.023	0.020	0.015	0.012	0.015	0.040	0.033	0.029	0.004	0.094	0.020	0.02561
Yb	0.048	0.200	0.090	0.095	0.090	0.170	0.240	0.360	0.250	0.036	0.680	0.170	0.1651
Lu	0.008	0.032	0.028	0.020	0.014	0.023	0.034	0.055	0.041	0.004	0.100	0.033	0.02539
Сумма	0.849	0.977	0.876	0.655	0.547	0.958	3.908	1.998	1.183	0.246	3.424	1.027	2.02677
Ce/Yb(н)	1.67	0.35	0.89	0.35	0.37	0.58	1.57	0.35	0.30	0.57	0.23	0.52	
Eu/Eu*(н)	10.55	2.17	0.61	0.92	0.73	0.67	0.50	0.86	1.27	1.41	0.83	0.57	
Na	360	He опр.	12000	400	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.					
Sc	34	38	37	33	33	-	-	-					
Co	72	60	37	94	81	-	-	-					
Cr	2781	536	321	293	651	-	-	-					

Примечание. Массивы: 1-8 - Березовский; 9, 10 - Южношмидтовский; 11 - Шелтингский; 12 - Комсомольский. Анализ выполнен Е.И.Ломоносовой и Ю.Г.Шипициным.

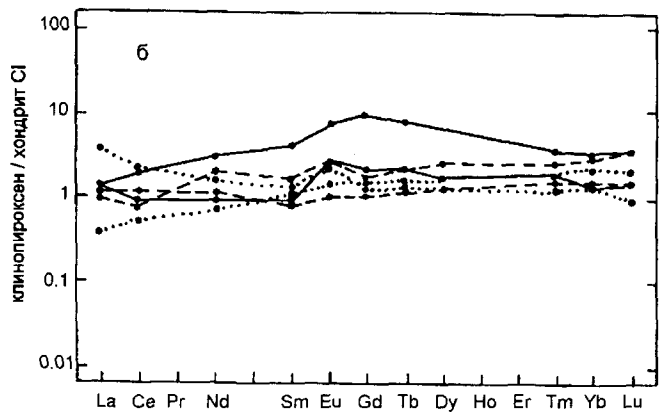
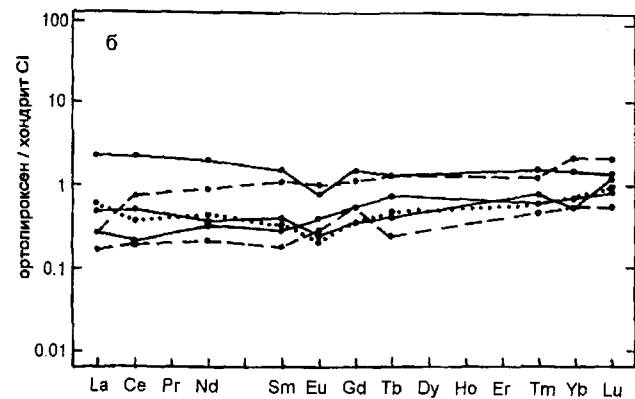
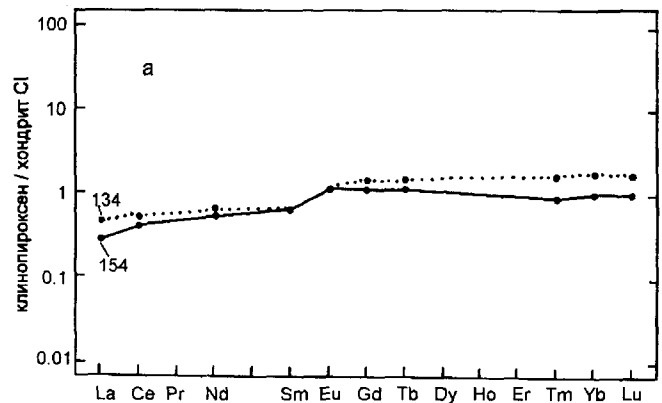
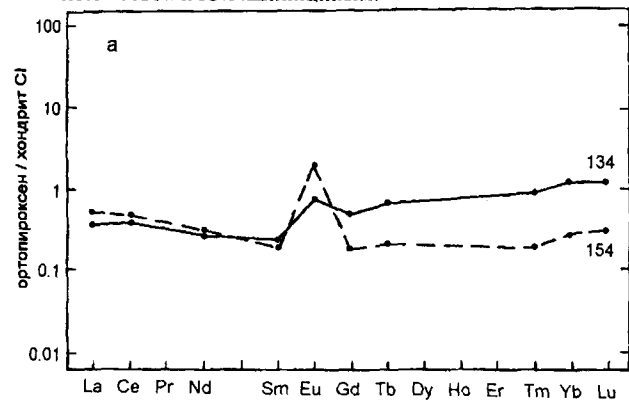


Рис.6. Спайдер-диаграммы содержаний РЗЭ в ортопироксенах из пород Березовского массива: а - лерцолит (обр.154) и вебстерит (обр.134); б - габбро-нориты (по данным табл.12).

Рис.7. Спайдер-диаграммы содержаний РЗЭ в клинопироксенах из пород Березовского массива: а - лерцолит (обр.154) и вебстерит (обр.134); б - габбро-нориты (по данным табл.13).

Таблица 13. Содержание редкоземельных элементов и других примесей в клинопироксенах из пород массивов офиолитовой ассоциации о.Сахалин по данным радиохимического нейтронно-активационного анализа, г/т

Компо- ненты	Лерцо- лит	Вебсте- рит	Габбро-нориты						Вебсте- рит	Габбро-нориты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	154	134	131	132a	138a	141	144	147	162	173	190
La	0.070	0.110	0.240	0.330	0.110	0.310	0.320	0.960	0.062	0.380	0.290
Ce	0.280	0.360	0.530	0.570	0.370	0.750	1.280	1.410	0.130	1.370	0.800
Nd	0.260	0.290	0.960	0.460	0.360	0.500	1.440	0.880	0.055	1.610	0.610
Sm	0.110	0.100	0.270	0.160	0.180	0.140	0.620	0.220	0.008	0.810	0.220
Eu	0.070	0.070	0.160	0.150	0.090	0.060	0.450	0.140	0.011	0.660	0.100
Gd	0.250	0.300	0.370	0.420	0.330	0.200	2.160	0.260	0.052	3.160	0.440
Tb	0.047	0.058	0.080	0.080	0.060	0.044	0.310	0.048	0.010	0.710	0.045
Dy	не опр.	не опр.	0.700	0.430	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.009	0.400	0.100
Tm	0.025	0.045	0.070	0.050	0.050	0.039	0.100	0.035	0.064	2.340	0.680
Yb	0.190	0.330	0.500	0.220	0.430	не опр.	0.600	0.230	0.011	0.360	0.120
Lu	0.028	0.046	0.100	0.040	0.060	0.040	0.100	0.025	0.412	11.800	3.405
Сумма.	1.330	1.709	3.980	2.910	2.040	2.083	7.380	4.208	0.53	0.15	0.30
Ce/Yb(н)	0.38	0.28	0.27	0.67	0.22	0.00	0.55	1.59	1.24	1.10	0.96
Eu/Eu*(н)	1.24	1.14	1.55	1.67	1.11	1.10	1.06	1.79			
Na	не опр.	не опр.	2400	1900	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.			
Sc	->	73	115	113	87	->	->	->			
Co	->	20	43	113	31	->	->	->			
Cr	->	522	173	471	1036	->	->	->			

Примечание. См. примечание к табл.12.

Анализу на РЗЭ были подвергнуты плагиоклазы из габбро-норитов, оливинсодержащих габбро-норитов, габбро, а также из габбро-пегматитов (табл.14). Общий уровень содержаний РЗЭ в Пл из этих пород достаточно низок и составляет порядка 0,1 хондритовой нормы, а концентрация таких элементов, как Tm и Yb, еще ниже (рис.8). На спайдер-диаграммах всех Пл наблюдаются положительные аномалии Eu, интенсивность которых в образцах из габбро-норитов, не содержащих оливин, несколько больше, чем в минерале из оливинсодержащих габброидов. Предположительно, это связано с более восстановительными усло-

виями кристаллизации плагиоклазов в ортомагматических безоливиновых габбро-норитах.

На основе полученных аналитических данных о редкоземельном составе габбро-норитов и вебстеритов, а также слагающих их минералов впервые для Березовского массива нами рассчитаны коэффициенты распределения РЗЭ (Крп) для систем Опр/порода, Кпр/порода и Пл/порода (табл.15). Ранее такие коэффициенты были получены главным образом для некоторых эффузивных пород, а также для ультрамафитов из глубинных ксенолитов [1, 23, 24, 26, 27]. Значения коэф-

Таблица 14. Содержание редкоземельных элементов в плагиоклазах по данным инструментального нейтронно-активационного анализа, г/т

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	131	132a	138a	141	144	147	128	130	131a	146	151	132	148
La	0.0440	Не опр	0.0410	0.0200	0.0300	0.0260	0.1800	0.0600	0.0750	Не опр	0.0240	0.0360	0.0180
Ce	Не опр	0.1000	Не опр	0.1400	Не опр	0.0570	0.3500	0.1400	0.1200	0.0500	0.0810	0.0200	0.0610
Nd	0.0720	0.0800	0.0600	0.0700	0.0400	0.0520	0.1400	0.1100	Не опр	0.0300	0.0650	0.0510	0.0500
Sm	0.0120	0.0300	0.0150	0.0270	0.0170	0.0132	0.0250	0.0200	0.0180	0.0100	0.0150	0.0100	0.0200
Eu	0.0580	0.0180	0.0160	0.0310	0.0500	0.0500	0.0750	0.0500	0.0560	0.0470	0.0560	0.0170	0.0400
Tb	0.0050	Не опр	Не опр	0.0044	Не опр	0.0068	0.0024	0.0033	0.0021	0.0041	0.0054	Не опр	0.0050
Tm	0.0015	Не опр	Не опр	Не опр	0.0010	0.0030	0.0010	0.0016	0.0018	0.0018	0.0400	Не опр	0.0021
Yb	0.0100	Не опр	Не опр	0.0016	0.0100	0.0150	0.0063	0.0090	0.0085	0.0130	0.0200	Не опр	0.0180
Сумма	0.2025	0.2280	0.1320	0.2940	0.1480	0.2230	0.7797	0.3939	0.2814	0.1559	0.3064	0.1340	0.2141
Ce/Yb (н)	-	-	-	22.0	-	0.98	14.45	4.07	3.69	0.99	1.05	-	0.88

Примечание. 1, 4 - 11 - габбро-нориты; 2, 3 - то же с примесью оливина; 12 - оливиновое габбро; 13 - габбропегматит. Анализы приведены по данным [12].

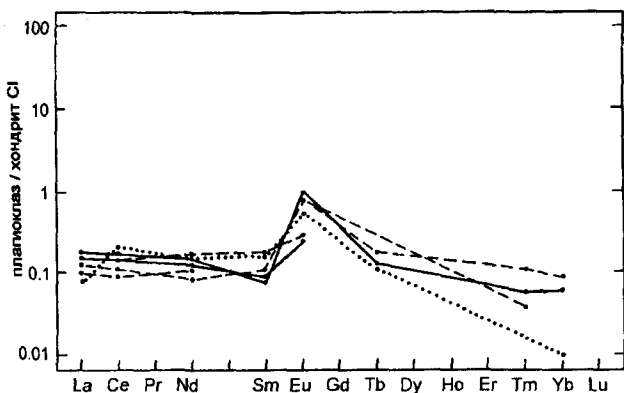


Рис.8. Спайдер-диаграммы содержаний РЗЭ в плагиоклазах из габброидных пород Березовского массива (по данным табл.14).

коэффициентов Кпр/порода для габбро-норитов и вебстеритов массива, как можно было ожидать, выше, чем значения коэффициентов Опр/порода и Пл/порода, что согласуется с предпочтительным рассеиванием лантаноидов в клинопироксенах в ходе фракционной кристаллизации расплавов и связано с кристаллохимическими свойствами этого минерала (рис.9). Такие же соотношения значений Крп определены и для клинопироксенов из габбро-норитов и вебстеритов Наранского массива (см.табл.15).

Выполненные определения содержаний РЗЭ в сосуществующих фазах из разных пород позволили впервые для Березовского массива рассчитать значения коэффициентов распределения (Крм) этих примесей в таких разновидностях системы минерал/минерал, как клинопироксен/ортопироксен (табл.16), ортопироксен/плагиоклаз (табл. 17) и клинопироксен/плагиоклаз (табл.18). При этом предполагалось, что кристаллизация сосуществующих фаз протекала в условиях, близких к равновесным, поскольку этому не противоречат данные о характере идиоморфизма кристаллов

Таблица 15. Коэффициенты распределения РЗЭ между минералами и их материнскими породами в Березовском и Наранском массивах (Крп)

Компоненты	Габбронорит			Вебстериты				Габбронориты							
	1			2		3		4		5			6		
	132a			134		137		266		269			278		
	Опр	Кпр	Пл	Опр	Кпр	Опр	Кпр	Опр	Кпр	Опр	Кпр	Пл	Пл*	Опр	Кпр
Ce	0.57	2.48	0.43	1.12	1.50	2.08	2.00	0.24	0.52	2.02	3.81	1.21	0.50	11.50	0.48
Nd	0.88	2.71	0.47	0.78	1.61	4.15	2.95	0.23	0.61	3.21	6.43	0.71	0.64	7.90	0.33
Sm	0.67	2.67	0.50	0.71	1.79	7.02	5.53	0.20	1.03	4.00	7.50	0.31	1.00	3.00	0.17
Eu	0.53	3.95	0.47	1.96	2.92	1.05	5.05	0.26	2.70	1.30	4.10	0.96	4.40	0.64	0.88
Gd	1.09	4.57	-	1.02	3.06	1.93	4.10	0.23	1.92	2.50	8.42	-	0.75	1.44	-
Tb	1.47	4.71	-	1.32	3.05	2.00	6.25	0.25	1.67	2.38	7.86	0.17	1.67	1.38	0.10
Tm	0.79	2.63	-	0.88	1.73	2.24	5.71	0.15	0.96	1.79	3.85	0.08	0.26	0.74	0.04
Yb	0.86	2.00	-	1.11	1.83	2.54	6.38	0.20	1.00	2.00	3.40	0.05	0.80	0.66	0.03
Lu	1.00	2.00	-	1.10	1.59	3.32	7.37	0.28	0.72	1.62	2.97	-	1.08	0.56	-

Примечание. Массивы: 1-3 - Березовский, 4-6 - Наранский. Расчеты коэффициентов (Крп) проведены по анализам РЗЭ в пироксенах и Пл\*, выполненным методом РНАА и методом ИНАА (остальные образцы Пл). Крп =  $Ci(M)/Ci(П)$ , где  $Ci(M)$  - содержание элемента i в минерале,  $Ci(П)$  - содержание того же элемента в валовой пробе породы, из которой выделен минерал (по данным табл.10-14).

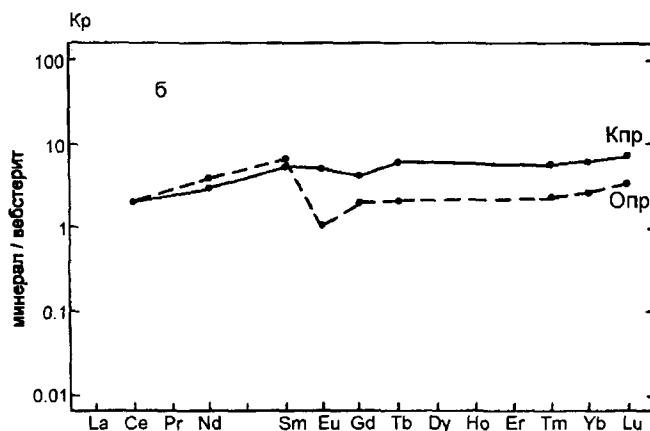
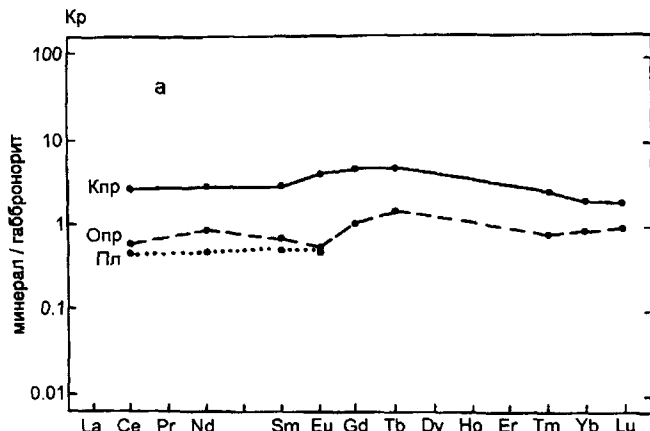


Рис.9. Соотношение значений коэффициентов распределения редкоземельных элементов (Крп) между минералами и слагаемой ими породой в представительных образцах (по данным табл.15):

а) габбро-норит (обр.132а), б) вебстерит (обр.137).

Опр, Кпр и Пл в изученных образцах двупироксеновых пород.

Судя по полученным оценкам коэффициентов распределения для системы Кпр/Опр, соотношение

концентраций индивидуальных лантаноидов между сосуществующими пироксенами в различных типах пород массива изменяется от 1:2 до 1:10, иногда больше. Значения данного коэффициента для Eu в минералах из габбро-норитов обычно больше, чем в случае вебстеритов (рис.10), что указывает на более эффективное фракционирование этого элемента между пироксенами при кристаллизации габбро-норитов. В свою очередь в лерцолитах наиболее эффективному фракционированию между сосуществующими Кпр и Опр подвергались Gd, Tb и Tm, а наименьшему - Nd. Значения Крм для Eu в системах Опр/Пл и Кпр/Пл обычно ниже, чем для других лантаноидов, что обусловлено предпочтительным рассеиванием этого элемента в структуре плагиоклазов.

Материалы о содержании РЗЭ в сосуществующих пироксенах, а также результаты некоторых экспериментальных исследований [22] послужили базой для расчетных оценок степени плавления мантийного источника при образовании материнских расплавов, из которых кристаллизовались габбро-нориты Березов-

кого массива. В упомянутой работе было показано, что в сосуществующих пироксенах из продуктов кристаллизации мафитовых выплавов, полученных в эксперименте при частичном плавлении гранатового лерцолита в различных температурных режимах (1580, 1585, 1620 и 1635° С) и при постоянном давлении (35 кбар) содержания Ce, Sm и Tm изменяются закономерно. При этом для каждого опыта по количеству мафитового расплава, образовавшегося при соответствующем температурном режиме, была определена степень частичного плавления гранатового лерцолита, которая составила соответственно 2,29; 8,00; 20,00 и 37,73%. Было также показано, что по мере увеличения степени частичного плавления гранатового лерцолита концентрации Ce, Sm и Tm в мафитовых выплавках, как и в образовавшихся при их кристаллизации сосуществующих Кпр и Опр, последовательно снижаются (табл.19).

Нами были выполнены расчеты с использованием приведенных выше экспериментальных данных, которые показали следующее. По мере возрастания сте-

**Таблица 16. Коэффициенты распределения редкоземельных элементов между сосуществующими клинопироксенами и ортопироксенами из пород массивов офиолитовой ассоциации о.Сахалин (Крм)**

Компоненты	Лерцолиты	Вебстериты	Габбро-нориты						Вебстерит	Габбро-нориты		
			3	4	5	6	7	8		9	10	11
			154	134	131	132a	138a	141		133	147	162
La	-	1.10	2.18	5.50	2.75	2.07	-	16.00	2.82	3.17	2.07	
Ce	-	1.33	1.71	4.38	2.85	3.00	-	2.88	1.63	2.28	2.35	
Nd	1.73	2.07	6.00	3.07	3.60	2.50	1.55	1.91	1.10	2.12	3.21	
Sm	3.67	2.50	4.50	4.00	6.67	2.80	2.58	1.22	-	2.53	5.00	
Eu	-	1.49	12.31	7.50	6.00	4.62	10.23	2.33	1.38	6.00	10.00	
Gd	6.25	3.00	5.29	4.20	3.00	2.86	7.20	1.04	2.17	6.20	6.67	
Tb	5.88	2.32	5.33	3.20	6.67	2.59	6.20	-	1.67	5.46	3.21	
Tm	5.00	1.96	3.50	3.33	4.17	2.60	2.50	1.06	2.25	4.26	5.00	
Yb	3.96	1.65	5.56	2.32	4.78	-	2.50	-	1.78	3.44	4.00	
Lu	3.50	1.44	3.57	2.00	4.29	1.74	2.94	-	2.75	3.60	3.64	

**Примечание.** Массивы: 1-8 - Березовский, 9 - Южношмидтовский, 10 - Шелтингский, 11 - Комсомольский. Крм =  $C_i$  (Кпр)/ $C_i$  (Опр), где  $C_i$  - содержание элемента  $i$  в соответствующем пироксене (по данным табл.12 и 13).

**Таблица 17. Коэффициенты распределения редкоземельных элементов между сосуществующими ортопироксенами и плагиоклазами из габбро-норитов (Крм)**

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	131	132a	138a	141	144	147
La	2.50	-	0.98	7.50	19.00	2.31
Ce	-	1.30	-	1.78	-	8.60
Nd	2.22	1.88	1.67	2.86	23.25	8.45
Sm	5.00	1.33	1.80	1.85	14.12	13.64
Eu	0.22	1.11	0.94	0.42	0.88	1.20
Tb	3.00	-	-	3.86	-	7.35
Tm	13.33	-	-	-	40.00	11.00
Yb	9.00	-	-	106.25	24.00	24.00

**Примечание.** Крм =  $C_i$  (Опр)/ $C_i$  (Пл), где  $C_i$  - содержание элемента  $i$  соответственно в ортопироксене и плагиоклазе (г/г). Рассчитаны по данным табл. 12 и 14.

**Таблица 18. Коэффициенты распределения редкоземельных элементов между сосуществующими клинопироксенами и плагиоклазами (Крм)**

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	131	132a	138a	141	144	147
La	5.45	-	2.68	15.50	10.67	36.92
Ce	-	5.70	-	5.36	-	24.74
Nd	13.33	5.75	6.00	7.14	36.00	16.92
Sm	22.50	5.33	12.00	5.18	36.47	16.67
Eu	2.76	8.33	5.62	1.94	9.00	2.80
Tb	16.00	-	-	10.00	-	7.06
Tm	46.68	-	-	-	100.00	11.67
Yb	50.00	-	-	11.25	60.00	15.33

**Примечание.** Крм =  $C_i$  (Кпр)/ $C_i$  (Пл), где  $C_i$  - содержание элемента  $i$  соответственно в клинопироксене и плагиоклазе (г/г). Рассчитаны по данным табл. 13 и 14.



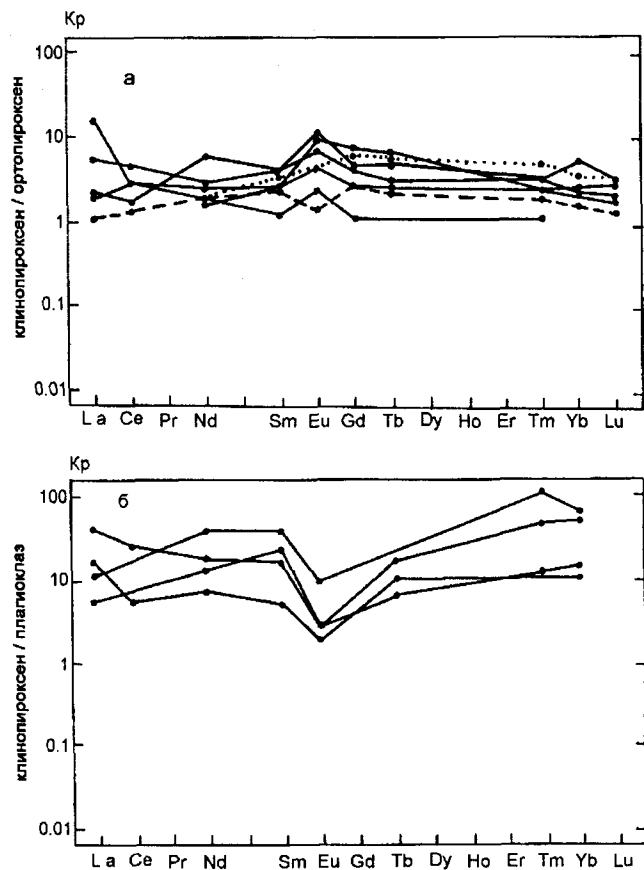


Рис.10. Соотношение коэффициентов распределения редкоземельных элементов (Крм):

а) между сосуществующими клино- и ортопироксенами из габбро-норитов (сплошная линия), вебстеритов (штрих-пунктирная линия) и лерцолитов (пунктирная линия) (по данным табл.16); б) то же между сосуществующими клинопироксенами и плагиоклазами из габбро-норитов (по данным табл.18).

пени частичного плавления лерцолита значения коэффициентов распределения (Крм) в системе Кпр/Опр для Се (4,05 - 4,38) и Тм (4,35 - 5,28) последовательно **увеличиваются**, а значения Крм для Sm, наоборот, **уменьшаются** (6,1 - 5,20). Эта зависимость отражена в постепенном уменьшении значений параметра  $K_{рм}(Sm)/K_{рм}(Tm)$ , от 1,4 - для случая, когда степень частичного плавления была минимальной (2,29%), до 1,0 - для случая, когда она была максимальной (37,73%). Зависимость указанного параметра от степени частичного плавления источника, выявленная в эксперименте, использована нами при интерпретации полученных данных по геохимии РЗЭ в пироксенах природных дупироксеновых системах. В этой связи обратимся к следующим данным.

Выше подчеркивалось, что габбро-нориты Березовского и Наранского массивов, как слагающие их пироксены, характеризуются относительно низкими концентрациями РЗЭ, что, как предполагается, вообще характерно для плутонических мафитов из массивов

офиолитовых ассоциаций. С другой стороны, известно, что в габбро-норитах и в представленных в них Кпр и Опр из таких существенно мафитовых массивов, не относящихся к офиолитам, как Рыбинский (Кузнецкий Алатау) и другие, общий уровень концентрации РЗЭ существенно повышен [13]. Можно предположить, что причиной указанных различий в геохимии РЗЭ габбро-норитов из названных типов массивов является общая истощенность ими материнских расплавов, из которых кристаллизовались габбро-нориты офиолитовых массивов, и, наоборот, обогащенность тех расплавов, из которых образовались габбро-нориты из массивов, не относящихся к офиолитам. В свою очередь эти различия в концентрации РЗЭ в расплавах, очевидно, были обусловлены более высокой степенью частичного плавления мантийного источника при генерации расплавов, из которых кристаллизовались габбро-нориты офиолитовых массивов. Если такое предположение справедливо, то следует, в частности, ожидать, что значения параметра  $K_{рм}(Sm)/K_{рм}(Tm)$  для сосуществующих пироксенов из габбро-норитов Березовского и Наранского массивов будут меньше, чем в случае Рыбинского и близких к нему массивов.

Таблица 19. Содержание и коэффициенты распределения (Крм) церия, самария и тулия в сосуществующих клино- и ортопироксенах из продуктов кристаллизации мафитовых выплавков, полученных в эксперименте при различных степенях частичного плавления гранатового лерцолита

Температура плавления, Т°С	Степень частичного плавления, %	Элемент	Содержание элементов, г/т			Коэффициенты распределения РЗЭ и их отношение	
			Расплав	Клинопироксен	Ортопироксен	Крм	$K_{рм}(Sm)/K_{рм}(Tm)$
1580	2,29	Ce	55,169	11,337	2,797	4,05	1,4
		Sm	16,148	4,036	0,672	6,01	
		Tm	1,370	0,296	0,068	4,35	
1585	8,00	Ce	19,649	4,705	1,092	4,31	1,2
		Sm	11,538	3,569	0,636	5,61	
		Tm	1,281	0,289	0,061	4,74	
1620	20,00	Ce	11,516	3,614	0,826	4,38	1,1
		Sm	6,327	2,466	0,452	5,46	
		Tm	0,882	0,260	0,052	5,00	
1635	37,73	Ce	6,151	3,136	-	-	1,0
		Sm	3,183	1,634	0,314	5,20	
		Tm	0,619	0,243	0,046	5,28	

Примечание. Содержания РЗЭ в мафитовых выплавках и пироксенах приведены по данным [22]. Расчет Крм выполнен согласно примечанию к табл.16.

Для проверки такого предположения на базе полученной информации по геохимии РЗЭ в пироксенах из габбро-норитов были проведены расчеты, которые показали следующее. Для сосуществующих пироксенов из габбро-норитов Березовского, а также Наранского массивов параметр  $K_{рм}(Sm)/K_{рм}(Tm)$  имеет меньшие значения, чем в случае габбро-норитов из существенно мафитовых массивов, не относящихся к офиолитам, таких как Рыбинский (Кузнецкий Алатау), Шикотанский (Курилы) и Остюреньский (Тува) (табл. 20). Из этого следует, что, во-первых, в природных двухпироксеновых мафитовых системах проявляется та же, что и в эксперименте, зависимость между степенью частичного плавления источника, с одной стороны, и характером распределения Sm и Tm между сосуществующими Кпр и Опр, с другой. Во-вторых, степень частичного плавления мантийного источника при генерации материнских расплавов для габбро-норитов из офиолитовых массивов в общем случае должна быть выше, чем при образовании расплавов, из которых кристаллизовались габбро-нориты существенно мафитовых массивов складчатых областей, которые не относятся к офиолитам. В-третьих, степень частичного плавления мантийного источника при образовании материнских расплавов для габбро-норитов из Березовского массива, очевидно, была несколько ниже, чем в случае габбро-норитов из Наранского массива.

### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Переходя к обсуждению результатов проведенных исследований, остановимся на некоторых главных особенностях строения и состава Березовского массива. Этот массив, наряду с рядом других, входит в со-

став мезозойской офиолитовой ассоциации о.Сахалин и является полихронным и полигенным мафит-ультрамафитовым телом. Он включает три дискретных по времени и условиям образования, но пространственно сближенных структурно-вещественных элемента: 1 - протрузию альпийотипных ультрамафитов (метаморфических перидотитов), 2 - прорывающий ее интрузив мафитов и 3 - переходную зону, сложенную неоднородными по составу гибридными ультрамафитами и мафитами. Формирование массива связано с несколькими этапами мезозойского мантийного магматизма, протекавшего в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы.

Породы ультрамафитовой протрузии рассматриваются в качестве реститов, сформированных на ранних стадиях частичного плавления мантийного источника и затем тектонически перемещенных в верхние горизонты коры. С более поздним этапом плавления мантийного источника связано возникновение мафитовых расплавов, которые внедрились в земную кору по той же зоне разлома, что и протрузия ультрамафитов, и сформировали интрузивные тела мафитов. При активном взаимодействии мафитовых расплавов с породами ультрамафитовой протрузии образовались разнообразные по петрографическому составу и текстуре гибридные ультрамафиты и мафиты, которые образуют относительно мощную контактово-реакционную переходную зону или полосчатый комплекс. О более позднем внедрении мафитового интрузива по отношению к ультрамафитовой протрузии свидетельствует присутствие среди мафитовых пород многочисленных ксенолитов ультрамафитов, а также наличие в последних отчетливых апофиз габброидного интрузива. После-

Таблица 20. Коэффициенты распределения Ce, Sm и Tm в сосуществующих клино- и ортопироксенах (Крм) из габбро-норитов ряда мафит-ультрамафитовых массивов и оценки степени плавления мантийного источника

№№ образцов	Массивы	Содержания, г/т						Коэффициенты распределения (Крм)			Крм (Sm)/Крм (Tm)	Относительная степень частичного плавления мантийного источника
		Клинопироксен			Ортопироксен			Ce	Sm	Tm		
		Ce	Sm	Tm	Ce	Sm	Tm					
131	Березовский	0.53	0.27	0.070	0.31	0.060	0.020	1.71	4.50	3.50	1.3	Умеренная
132a	То же	0.53	0.27	0.070	0.13	0.040	0.015	4.38	4.00	3.33	1.2	То же
138a	-«-»	0.37	0.18	0.050	0.13	0.027	0.012	2.85	6.67	4.17	1.6	-«-»
141	-«-»	0.75	0.14	0.039	0.25	0.050	0.015	3.00	2.80	2.60	1.1	-«-»
269	Наранский	1.60	0.75	0.150	0.85	0.400	0.070	1.88	1.88	2.14	0.9	Высокая
270	То же	2.50	0.40	0.060	0.46	0.085	0.010	5.43	4.71	6.00	0.8	То же
88	Рыбинский	36.00	12.90	1.500	3.40	1.210	0.400	10.59	10.66	3.75	2.8	Низкая
89	То же	29.30	11.20	0.800	5.75	2.010	0.260	5.10	5.57	3.08	1.8	То же
93	-«-»	10.90	6.90	0.700	1.69	0.740	0.300	6.45	9.32	2.33	4.0	-«-»
186	Шикотанский	5.98	3.70	1.070	0.36	0.330	0.160	16.61	11.21	6.89	1.7	-«-»
187	То же	13.20	4.06	0.700	0.88	0.780	0.600	15.00	5.21	1.17	4.5	-«-»
429	Остюреньский	22.25	8.30	0.570	2.38	1.230	0.250	9.35	6.75	2.28	3.0	-«-»

Примечание. Содержания РЗЭ в пироксенах из Березовского массива даны по табл. 12 и 13, для остальных массивов - по [11]. Значения Крм рассчитаны согласно примечанию к табл.16.

дний, очевидно, сформировался на достаточно большой глубине, о чем свидетельствует достаточно низкое содержание изоморфной примеси железа в структуре плагиоклазов из габбро-норитов.

Следует отметить, что наблюдаемые в Березовском массиве пространственные и временные соотношения ультрамафитов и мафитов, характер их перемежаемости и контактовых взаимоотношений, а также наличие обособленных габброидных интрузивов за его пределами не позволяют интерпретировать данный массив и представляемую им офиолитовую ассоциацию в качестве закономерно построенного, стратифицированного разреза.

В работе показано, что как породы, так и минералы Березовского массива характеризуются общим пониженным уровнем накопления РЗЭ, который в среднем близок к их содержанию в хондрите. При этом концентрации тяжелых, средних и легких лантаноидов в габбро-норитах оказались приблизительно одинаковыми, что предположительно указывает на примитивный характер их материнских расплавов. Особенности распределения РЗЭ в породах и минералах массива указывают также на то, что как ультрамафитовые рести́ты, так и ортомагматические мафиты образовались в результате частичного плавления мантийного источника, изначально бедного лантаноидами. Вместе с тем, как считает Ф.Фрей [21], все модели частичного плавления требуют, чтобы источники базальтоидных пород имели абсолютные содержания РЗЭ в 4 раза выше, чем в среднем хондрите. С учетом полученных данных по геохимии РЗЭ в пироксенах можно предположить, что степень расплавления мантийного источника при генерации материнских расплавов для габбро-норитов Березовского массива была достаточно высокой и достигала порядка 20%.

Таким образом, Березовский массив может рассматриваться в качестве одного из петротипов полигенных мафит-ультрамафитовых плутонов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, в котором пространственно тесно сопряжены более древние, существенно деплетированные ультрамафитовые рести́ты, продукты глубинной кристаллизации более поздних примитивных мафитовых расплавов, образовавшихся при достаточно высокой степени частичного плавления мантийного источника, а также разнообразные гибридные породы, возникшие при взаимодействии этих расплавов с породами ультрамафитовой протрузии. Такой механизм формирования применим и к многим другим сложным мафит-ультрамафитовым комплексам, входящим в состав разновозрастных офиолитовых ассоциаций [6-9]. Дальнейшие углубленные исследования по геохимии РЗЭ и петрологии такого рода мафит-ультрамафитовых массивов должны способствовать созданию более обоснованной модели их формирования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Бехтольд А.Ф., Квасов А.И., Семенов Д.Ф. Геология, петрография и геохимия офиолитов Камчатского мыса (Восточная Камчатка)//Тихоокеан. геология. 1986. N 6.С.78-84.
3. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Породообразующие пироксены. М.:Наука, 1971. 454 с.
4. Еркушов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов в офиолитах Монголии по данным нейтронно-активационного анализа//Автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 16 с.
5. Ковалева В.А., Аношин Г.Н. Радиохимическое нейтронно-активационное определение редкоземельных элементов в ультраосновных горных породах//Аналитика Сибири и Дальнего Востока (тезисы докладов 5-й Конференции) Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1996. С.134-135.
6. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия)//Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. Вып.1. С.58-95.
7. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей//Изв.АН СССР, сер. геол. 1984. N 2. С.71-78.
8. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 136 с.
9. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей//Автореф. дисс.... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 32 с.
10. Леснов Ф.П. Плагиоклазы полигенных базит-гипербазитовых плутонов. Новосибирск: Наука, 1991. 112 с.
11. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Кузнецова И.К. Щелочной амфибол группы кроссит-родусит из альбититов Южношмидтовского гипербазитового массива (Северный Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, С.85-92.
12. Леснов Ф.П., Пономарчук В.А., Пяллинг А.О. О распределении редкоземельных элементов в минералах Наранского (Монголия) и Березовского (о.Сахалин) полигенных базит-гипербазитовых плутонов//Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. Вып.4. С.124-145.
13. Леснов Ф.П., Пругов В.П., Гулецкая Э.С. О химизме порообразующих плагиоклазов и пироксенов из габброидов Рыбинского плутона (Кузнецкий Алатау)//Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. С.34-42.
14. Леснов Ф.П., Ломоносова Е.И., Гончаренко А.И. и др. Распределение редкоземельных элементов в оливинах из ультрамафитов офиолитовых ассоциаций // Геология и геофизика. 1995. Т.36, N 2. С.24-34.
15. Мехоношин А.С., Богнибов В.И., Ломоносова Е.И. Редкоземельные элементы и петрогенезис ультрабазит-базитовых массивов юга Сибири//Геология и геофизика. 1993. N 2. С.43-49.
16. Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотито //Докл. АН СССР.

1977. Т.233, N 3. С.456-459.
17. Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о.Сахалин)//Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. Т.10. С.53-63.
  18. Bertrand P., Mercier J.P.P. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxenes: toward and absolute geothermometre for natural systems//Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. P.109-122.
  19. Brey G.P., Kohler T., Nickel K.G. Geothermometry in 4-phase lherzolites. 1. Experimental results from 10 to 60 kbar// J. Petrol. 1990. V.31, N 6. P.1313-1353.
  20. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundance in chondritic meteorites//Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V.42. P.1199-1212.
  21. Frey F.A. Rare earth abundance in a high-temperature peridotite intrusion//Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. V.33. P.1429—1447.
  22. Harrison W. Partitioning of REE between minerals and coexisting melts during partial melting of garnet lherzolite//Am. Miner. 1981. V.66. P.242-259.
  23. Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements//Rare earth element geochemistry / P.Henderson (Ed.), Elsevier. 1984. P.1-32.
  24. Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol. 1993. V.35, part 3. P.753-785.
  25. Itoh S., Terashima S., Imai N. et al. 1992 compilation of analytical data for rare-earth elements, scandium, yttrium, zirconium and hafnium in twenty-six GSJ reference samples// Geostandards Newsletter. 1993. V.17, N 1. P.5-19.
  26. Kurat G., Palme H., Baddenhausen H. et al. Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes//Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V.44. P.45-60.
  27. Shnetzler C.C., Philpotts J.A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts//Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V.34. P.331-340.
  28. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems//Contrib. Miner. Petrol. 1977. V.62, N 2. P.129-139.
  29. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple complex systems // Contrib. Miner. Petrol. 1973. V.42, N 2. P.109-124.

Поступила в редакцию 11 февраля 1997 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

*F.P.Lesnov, M.P.Gora, V.A.Bobrov, V.A.Kovalyova*

### **Distribution of rare-earth elements and genesis issues for the Beryozovsky mafic-ultramafic massif (the Island of Sakhalin)**

The Beryozovsky polygenic mafic-ultramafic massif belongs to the Mesozoic ophiolitic association of the Island of Sakhalin. It consists of three main fragments: protrusions of alpinotype ultramafic rocks (harzburgites, lherzolites, dunites, serpentinites); a cross-cutting intrusive of mafic rocks (gabbro-norites, gabbro); and a transition zone (websterites, clinopyroxenites, wherlites, plagioclase-bearing ultramafites, olivine-bearing mafites). Chemical compositions of orthopyroxenes, clinopyroxenes and plagioclases from gabbro-norites, websterites and lherzolites have been studied. Temperatures of chemical equilibrium for coexisting pyroxenes in the above rocks have been calculated. The average temperature did not exceed 1000 ± 50 °C which corresponds to the data on the final stage of the massif's magmatic history. Using the neutron activation method and radiochemistry techniques, distribution of rare earth elements (REE) in gabbro-norites, websterites and lherzolites as well as in their minerals (orthopyroxenes, clinopyroxenes, plagioclases) has been studied. It appears that all the rocks in this ophiolitic massif are REE-depleted. Small positive anomalies of Eu are found in the gabbro-norites; however, some deficiency of this element is revealed in the websterites. Positive Eu anomalies in plagioclases from olivine-free gabbro-norites are higher than those from olivine-bearing gabbro-norites. On the basis of REE distribution among the co-existing orthopyroxenes and clinopyroxenes in experimental systems, and gabbro-norites from the massif under study, it is shown that the melts from which gabbro-norites were formed had been generated at a moderate degree of partial melting of mantle source.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОКСИДОВ Mn, СИНТЕЗИРОВАННЫХ ПРИ УЧАСТИИ МИКРООРГАНИЗМОВ

Т.Н. Григорьева\*, Г.А. Дубинина\*\*, Т.Н. Мороз\*, Н.А. Пальчик\*

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

\*\*Институт микробиологии РАН, г. Москва

Изложены результаты исследования Mn - продуктов микробиологического синтеза методами рентгенографии, инфракрасной спектроскопии и термического анализа. Эксперимент проведен с бинарной культурой *Metallogenium*. Источником марганца являлся родохрозит. Идентифицирован фазовый состав биопродуктов, который представлен бернесситом, вернадитом, смешаннослойным асболан-бузеритом, рентгеноаморфными оксидами марганца.

Изучение процессов образования марганцевых минералов с участием микроорганизмов представляет интерес в связи с выяснением происхождения и механизма формирования Fe-Mn конкреций. В ряде работ экспериментально показано образование некоторых минералов Mn в результате действия различных бактериальных культур, в том числе свободноживущих микроорганизмов рода *Metallogenium* [5-9, 14, 21, 24, 25, 27, 28, 33]. В условиях 8<sup>го</sup> рейса НИС "Академик Виноградов" Г.А. Дубининой впервые были проведены эксперименты с бинарной культурой *Metallogenium* и микроорганизмами, выделенными из Fe-Mn конкреций, поднятых в Западной части Тихого океана. Источником марганца являлся родохрозит MnCO<sub>3</sub>, 3г которого заливались 1) 1л смеси морской и дистиллированной (1:1) водой и 2) таким же объемом дистиллированной воды. В обеих средах в качестве источника органического вещества использован крахмал в концентрации 0.1-1г/л, pH ≈ 7. Эксперимент длился 12 суток. Полученный осадок черного цвета отмывался дистиллированной водой и сразу же анализировался методом рентгенографии в условиях рейса. Последующие анализы были проведены в стационарных условиях.

Диагностика Mn - минералов, характеризующихся близким химическим составом, высокой дисперсностью и низкой структурной упорядоченностью, представляет определенную трудность и поэтому использование только рентгенографического метода не всегда эффективно. Наиболее точная диагностика таких минералов возможна при использовании просвечивающей электронной микроскопии и микродифракции [10-22]. В этих работах, а также в [34,35] дана полная структурная характеристика новых и плохо изученных Mn-минералов, проведена надежная идентификация Mn-фаз в железомарганцевых конкрециях, раскрыта кристаллохимическая природа целого ряда окислов и гидроокислов марганца.

Цель данной работы: комплексом физико-химических методов определить фазовый состав и структурные характеристики полученного биопродукта. Используются методы: рентгенографический, ИК-спектроско-

пия, термический анализ (ДТА, ТГ), просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ), а также сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионной приставкой Кевекс-5100 и микродифракция.

Морфологически все синтезированные образцы представлены агрегатами, близкими к изометричным скоплениям, нередко образующим глобулитоподобные, трубчатые, червеобразные и другие сложные формы, характерные для *Metallogenium* (рис. 1, 4). Их электронно-микроскопическое изображение представляет собой спутанно-волокнистое образование в одних случаях и пластинчатые выделения - в других. Каких-либо четко выраженных кристаллов выделить не удалось. Качественные энергодисперсионные кривые характерны для всех исследуемых образцов, то есть основным минералообразующим компонентом, входящим в состав исследуемого биопродукта, является Mn, иногда фиксируются следы Mg, K, Ca, Cl (См.рис.1,4).

Как показали предварительные исследования (в условиях рейса), полученные биопродукты представляют собой сложную смесь 7.4Å (I-группа) и 9.8Å (II-группа) марганцевых минералов с вернадитом, а высокий фон на рентгенограммах свидетельствует о наличии в образцах других рентгеноаморфных оксидов марганца и органической составляющей. 9.8Å Mn-минерал был установлен в опытах, проведенных в присутствии морской воды, а 7.4Å Mn-минерал был получен без нее. Одновременного присутствия двух других минеральных разновидностей в одном и том же образце зафиксировано не было.

Количественный (химический силикатный, рентгеноспектральный) анализ одного из образцов (№ 10) - группы 1, 7.4Å - Mn минерал, показал следующее содержание в %: MnO = 64.7; MgO = 1.13; CaO = 1.0; SiO<sub>2</sub> = 0.2; Na<sub>2</sub>O = 1.12; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.1; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.1; K<sub>2</sub>O = 2; FeO = n/o; p/p = 29. Рентгенограммы образцов №10 и №1 (для приготовления второго использовалась только дистиллированная вода), представлены на рис.2. На этом же рисунке приведена рентгенограмма природного бернессита. Сравнение показывает, что они подобны. На рентгенограмме

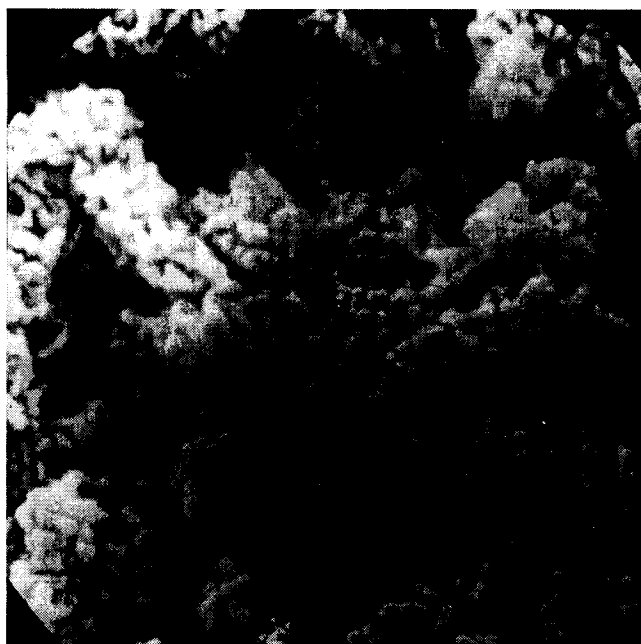
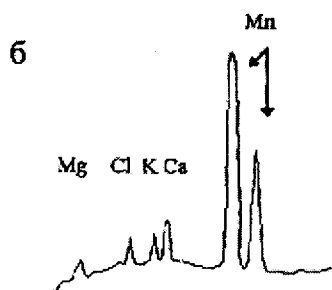


Рис. 1. Синтетический биопродукт 7.4А, образец №10: а - ПЭМ; б - энергодисперсионный спектр; в - бактериоморфные образования синтетического продукта (СЭМ).  $8 \times 10^3$ .

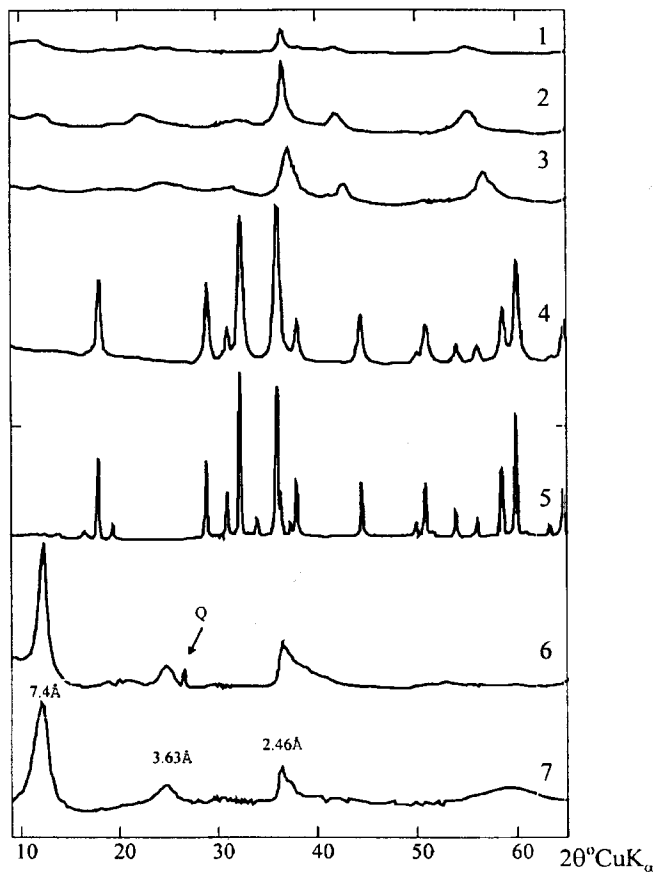
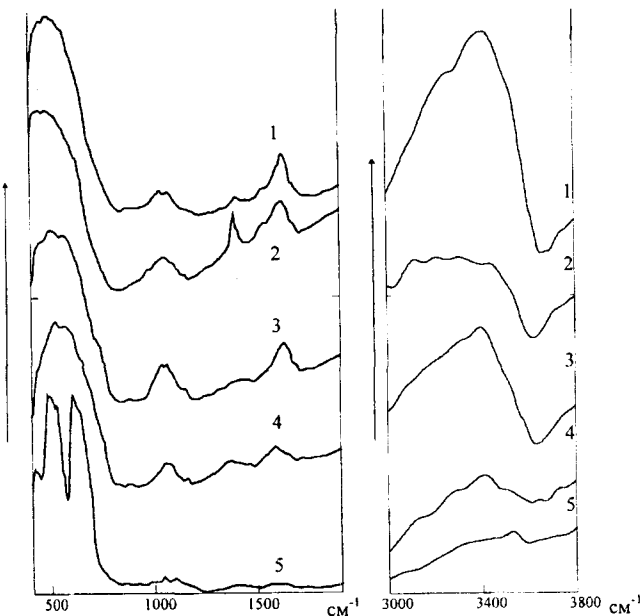


Рис. 2. Дифрактограммы 7.4А Mn-минералов и продуктов их термической обработки.

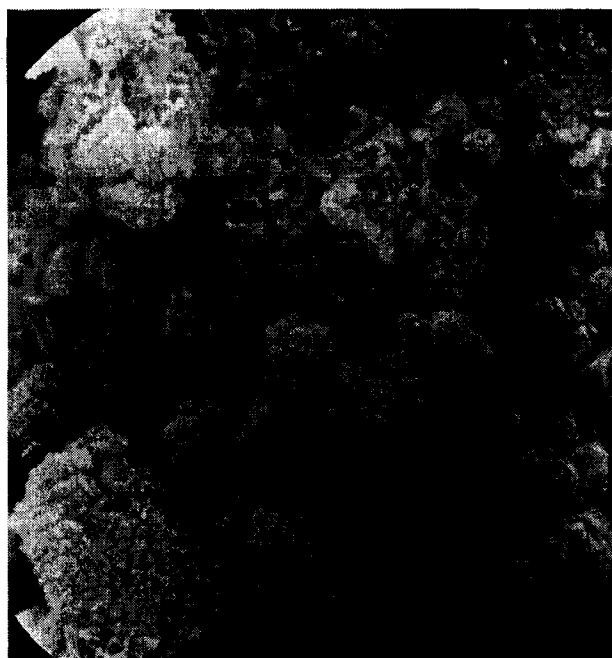
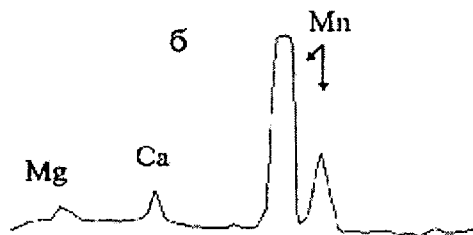
1 - исходный биопродукт №10 (дистиллированная вода + морская 1:1); 2-4 - образец №10, отожженный в течение 2 часов при 200 °С (2); 300 °С (3); 600 °С (4); 5 - биоминерал №10 после термической обработки при 1000 °С; 6 - бернессит из Кузбасса; 7 - биоминерал №1 (дистиллированная вода)

образца № 10, приготовленного с использованием смеси дистиллированной и морской воды, рефлексы, отнесенные к бернесситу, значительно уширены и размыты, практически это широкие полосы, что свидетельствует о весьма неупорядоченной структуре биопродукта. На микродифракционной картине присутствует серия базисных рефлексов бернессита: 2.46, 2.24, 1.64, 1.42Å, кроме того, ряд дифракционных картин содержит только два широких, интенсивных кольца с  $d = 2.46, 1.42\text{Å}$ , что говорит о возможном присутствии в образце вернадита (таблица).

На ИК-спектре, полученном при температуре - 196 °С, четко фиксируется широкая основная полоса колебаний, обусловленная Mn-O связями с плохо выраженными максимумами 475 и 510  $\text{см}^{-1}$ , имеется плечо (пл.) 760  $\text{см}^{-1}$ . В области 1000-1100  $\text{см}^{-1}$  наблюдаются две полосы поглощения - 1030, 1080  $\text{см}^{-1}$ . Ряд авторов считает, что они могут быть отнесены к оксидам типа  $\text{MnO}_2$  [23,30,36]. Присутствие полос 1640  $\text{см}^{-1}$  (деформационное колебание молекулярной воды) и ~3400  $\text{см}^{-1}$  (валентное колебание) обусловлено наличием в структуре сильной водородной



**Рис. 3.** ИК - спектры 7.4Å Mn-минералов и продуктов их термической обработки. 1 - бернессит (Кузбасс); 2 - биопродукт №1; 3 - биопродукт №10; 4 - биопродукт №10, отожженный при 240°C 2 часа; 5 - биопродукт №10, отожженный при 600°C 2 часа.



**Рис. 4.** Синтетический биопродукт 9.8 Å, обр. №8: а - ПЭМ; б - энергодисперсионный спектр; в - бактериоморфные образования. Увеличение 6x10³.

связи. Положение максимумов основной полосы поглощения может сильно меняться в пределах одной группы, в зависимости от структуры, химического состава и степени кристалличности Mn-минералов. Форма, полуширина, интенсивность обусловлены их структурным разнообразием [2,36]. Основные полосы поглощения ИК-спектра 7.4Å Mn биопродукта 475, 510 см<sup>-1</sup>, плечо 760 см<sup>-1</sup> подобны полосам 480, 510 см<sup>-1</sup> в ИК-спектрах (рис. 3) бернессита из Кузбасса и бернесситов из других районов: 470, 510 см<sup>-1</sup> [20], 470, 510, 750(пл.) см<sup>-1</sup> [36], 460-470, 500-530, 750 (пл.) см<sup>-1</sup> [2]. Сравнительный анализ данных ИК-спектроскопии показал, что исследуемый 7.4Å биоминерал - бернессит.

Данных по термографическому исследованию бернесситов в литературе немного, а для искусственного биоминерала они приводятся впервые. На кривой ДТА биопродукта образца 10 имеется несколько экзотермических пиков - 180, 280° и три слабо выраженных эндопика - 540, 580 и 930°C. Судя по кривой ТГ потеря массы до 180°C максимальна и составляет 16%, что связано с удалением органической составляющей и адсорбированной воды. Экзоэффект при 280°C сопровождается дальнейшей потерей воды, одновременно с которой происходит выгорание органики. Сумма их составляет ~4%. Эндопики - 540-580°C, сопровождаемые потерей массы, обусловлены выходом кислорода и частичным восстановлением марганца Mn<sup>+3</sup> и Mn<sup>+4</sup> до Mn<sup>+2</sup>.

Отжиг в течение двух часов после окончания экзо- и эндопиков с последующим рентгенографическим ана-

Таблица Дифракционные характеристики 7.4Å Мп-минералов

№1		№10		Бернессит, Кузбасс		JCPDS 23-1239		Вернадит [16]	
d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
7.4	100	7.4	35	7.3	100	7.4	100		
3.63	25	3.63	29о.ш.	3.63	15	3.61	80		
2.46	33	2.46	100	2.46	35	2.46	100	2.46	100
		2.36	10			2.33	100		
		2.16	23			2.04	80		
		1.66	23			1.72	80		
1.42	13	1.42	23	1.42	24	1.42	60	1.42	80

лизом показал, что при 200°C изменений на дифракционной картине нет, тогда как при 300°C исчезает 7.4Å-рефлекс, рефлексы с  $d=3.61\text{Å}$  и  $2.42\text{Å}$  превращаются в широкие, еле заметные полосы (см.рис.2). Таким образом, при 300°C имеет место значительная разупорядоченность структуры биобернессита, что совпадает с результатами исследований ряда авторов, которые установили, что в интервале температур 200-400°C разные по составу и степени кристалличности бернесситы Fe-Mn конкреций океана и континентальных образцов переходят в рентгеноаморфное состояние [2,17,20,26,28,31-32]. Отжиг при 600°C (после окончания эндоэффекта) приводит к перекристаллизации структуры бернессита и вернадита в плохоокристаллизованный гаусманит (см.рис.2, 3). Слабый эндоэффект при 930°C вызван переходом всех содержащихся в биопродукте фаз в хорошо окристаллизованный гаусманит (см.рис. 2).

Итак, анализ полученных данных позволяет утверждать, что исследуемый 7.4Å - биопродукт является смесью бернессита, вернадита и рентгеноаморфных оксидов марганца.

Биопродукты второй группы по данным рентгенографии состоят из 9.8Å Мп-минерала,  $\text{MnCO}_3$  и вернадита, который зафиксирован методом микродифракции. Качественная энергодисперсионная картина приведена на рис. 4. Известно, что 9.8Å Мп-минералы могут принадлежать по крайней мере к нескольким фазам: бузериту I и II, асболану, смешанослойному асболан-бузериту и собственно тодорокиту [1,3-4,8,10,12]. Для уточнения принадлежности полученного продукта к одной из перечисленных выше фаз был проведен отжиг в воздушной среде при 105°C в течение 1, 2 и 10 часов [4,22,29,31]. Известно, что рентгеновская картина тодорокита, бузерита-II и асболана не претерпевает изменений при этой температуре [1,22,24]. Отжиг образца при 105°C в воздушной среде в течение 10 часов не привел ни к полной аморфизации структуры, ни к исчезновению рефлекса 9.8Å, ни к сдвигу его до 7.4Å, что отличает его от бузерита I (рис.5). При этом на рентгенограмме не зафиксировано каких-либо дополнительных рефлексов, но произошел сдвиг рефлекса 9.8Å до 9.3Å, что характерно для структуры асболана [12,13]. При сохранении рефлексов на рентгенограммах отожженных образцов профиль и интенсив-

ность их изменились. Наблюдается значительное уширение 9.8Å рефлекса в сторону больших углов и уменьшение интенсивности (см.рис. 5), что обусловлено, по-видимому, разупорядочением структуры исследуемого биопродукта из-за присутствия в нем бузеритовых пакетов. Полученные данные рентгенографического анализа: сдвиг рефлекса 9.8Å до 9.3Å, его уширение в сторону больших углов, отсутствие дополнительных рефлексов и 7.4Å пика при нагревании позволяют предположительно рассматривать биопродукт как нерегулярный смешанослойный асболан-бузерит. Проведение ИК-спектроскопического исследования подтвердило это предположение. На ИК-спектре исходного образца наблюдается сильная широкая полоса поглощения с четко выраженными максиму-

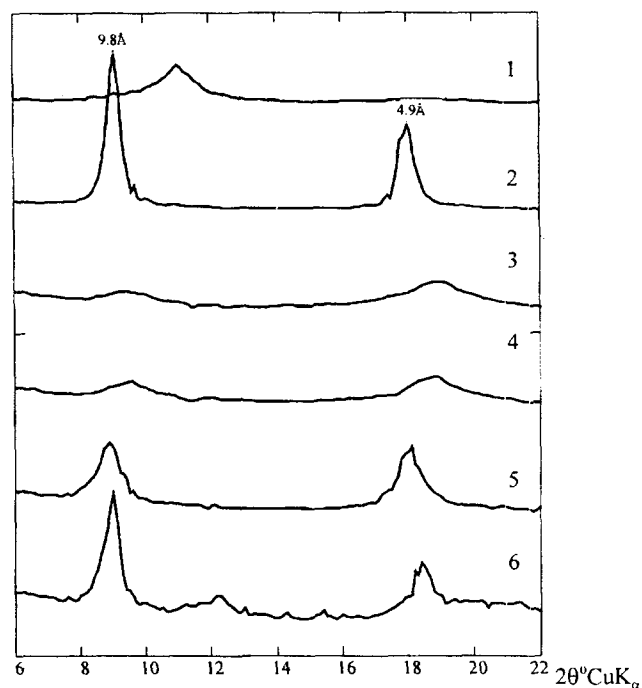


Рис. 5. Фрагменты дифрактограмм 9.8 Å Мп-минералов (до и после термообработки, съемка при комнатной температуре).

1 - образец из конкреций станции 930, Индийский океан, (B8-930/3), отожженный при 105°C 10 часов; 2 - бузерит из конкреций ст. 930 (B8-930/3), 25°C; 3 - биопродукт №8, отожженный при 105°C 10 часов; 4 - биопродукт № 8, отожженный при 105°C 2 часа; 5 - биопродукт №8, 25°C; 6- тодорокит.



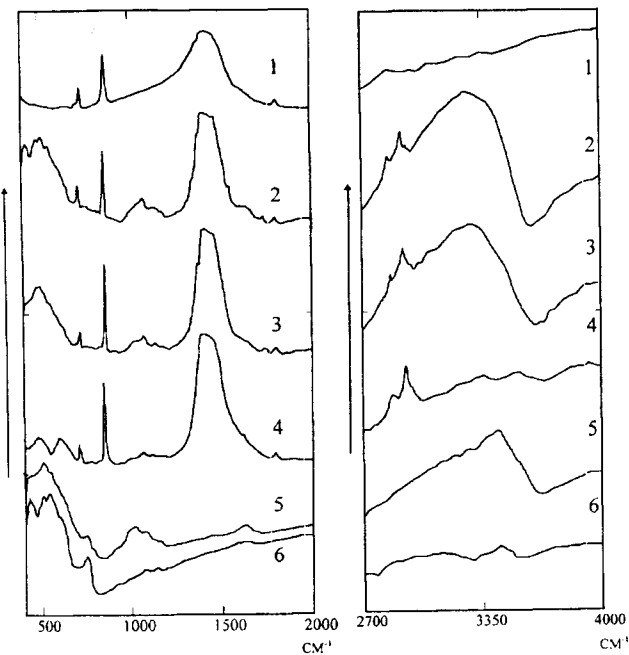


Рис. 6. ИК-спектры родохрозита и 9.8Å Mn - минералов.

1 -  $MnCO_3$ ; 2 - образец №8,  $T = -196^\circ C$ ; 3 - образец № 8, отожженный при  $105^\circ C$  5 часов; 4 - образец № 8, отожженный при  $200^\circ C$  5 часов; 5 - бузерит из конкреций ст. 930 (В8-930/3), Индийский океан; 6 - тодорокит.

мами в области  $400 - 600\text{ см}^{-1}$  ( $425, 480, 510-525\text{ см}^{-1}$ ) со значительным уширением в более высокочастотную область. В области  $900-1200\text{ см}^{-1}$  наблюдается ряд слабых, но довольно четко выраженных максимумов при  $1030, 1080, 1140\text{ см}^{-1}$ . В области деформационных ОН колебаний имеется две полосы поглощения с максимумами при  $1640$  и  $1740\text{ см}^{-1}$ , а в области валентных колебаний прослеживается широкая полоса поглощения с нечетко выраженным максимумом при  $3400\text{ см}^{-1}$  с медленным спадом в длинноволновую область. Полосы поглощения  $725, 860, 1400, 1800\text{ см}^{-1}$  относятся к  $MnCO_3$ , а  $2850-2950\text{ см}^{-1}$  - обусловлены присутствием органической составляющей (рис. 6). Анализ полученных данных показывает, что положение основных полос поглощения совпадает с основными полосами поглощения бузерита, но значительно отличается от ИК-спектра тодорокита. Наблюдаемого в биопродукте поглощения при  $1740\text{ см}^{-1}$  в области деформационных колебаний ОН-групп нет в ИК-спектре бузерита (см. рис. 6). Наличие  $H_2O$ , занимающей в структуре разные положения и удаляемой при разных температурах, характерно для асболонов [10]. Отжиг при температуре  $105^\circ C$  и  $200^\circ C$  проведен непосредственно в ИК-спектрометре с использованием высокотемпературной приставки. Сравнение полученных ИК-спектров исходных образцов и отожженных при температуре  $105^\circ C$  показало, что уже при этой температуре структура 9.8Å биопродукта изменилась. На ИК-спектре максимумы основной полосы поглощения стали менее выражены, а полоса  $3400\text{ см}^{-1}$  сдвинулась в коротковолновую область до  $3300\text{ см}^{-1}$  с сохранением сво-

ей формы. Полосы  $1640$  и  $1740\text{ см}^{-1}$  сохранили свою форму и положение. Пятичасовая выдержка образца при  $105^\circ C$  не изменила картину ИК-спектра. Нагрев образца до  $200^\circ C$  в динамическом режиме изменил характер ИК-спектра. Полоса  $425\text{ см}^{-1}$  резко снизилась по интенсивности, полоса деформационных колебаний ОН  $1640\text{ см}^{-1}$  превратилась в еле заметную широкую полосу, а  $1740\text{ см}^{-1}$  сохранила интенсивность и свою форму. В области валентных колебаний воды исчезла полоса  $3300\text{ см}^{-1}$  и появилась слабая  $3400\text{ см}^{-1}$ , со значительным спадом в длинноволновую область. Пятичасовая выдержка при температуре  $200^\circ C$  привела к полной перекристаллизации в гаусманит, что также характерно для асболонов [10,12]. Итак, изучение исходных и нагретых при разных температурах 9.8Å биопродуктов методами рентгенографии и ИК-спектроскопии позволило заключить, что исследуемый минерал является нерегулярным смешанослойным асболоан-бузеритом с небольшим содержанием бузеритовых пакетов.

Таким образом, впервые синтезированные в условиях рейса биообразцы представлены 7.4Å и 9.8Å марганцевыми минералами. Показано, что свободно живущие микроорганизмы рода *Metallogenium* могут в короткий срок синтезировать бернесситы, бузериты, асболоан-бузериты и вернадиты. Это может служить дополнительным доказательством участия микроорганизмов в образовании железо-марганцевых конкреций и рудных корок.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 97-05-65305, № 96-04-48466.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильева А.И., Грамм-Осипов Л.М., Григорьева Т.Н. Железо-марганцевые образования гайота Ламонт. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО РАН, 1990.
2. Геворьян С.В., Ляшенко В.С., Янчук Э.А. Диагностика марганцевых минералов. Киев: Наукова думка, 1991.
3. Григорьева Т.Н., Васильева А.И. О находке необычной разновидности 9.8E Mn-оксида из океанических конкреций гайота Ламонт // Докл. АН СССР. 1991. Т.319, №3. С.722-724.
4. Григорьева Т.Н., Васильева А.И., Корнева Т.А. К методике определения океанических тодорокитов // Минералы и методы их исследований: Межвузовский сборник научных трудов. Новосибирск: Изд. НГПИ, 1989. С.60-67.
5. Дубинина Г.А. Изучение экологии железобактерий пресных водоемов // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1976. № 4. С.575-592.
6. Дубинина Г.А., Толочнева Л. М. Современные микробиологические процессы, участвующие в образовании Fe-Mn конкреций в Тихом океане // Б. Междунар. Симпоз. по биогеохимии окружающей среды. М., 1989. С.89.
7. Дубинина Г.А. Механизм окисления двухвалентного железа и марганца железобактериями, развивающимися при нейтральной кислотности среды // Микробиология. 1978. Т. 47, вып.4. С.591-599.
8. Дубинина Г.А., Григорьева Т.Н., Горшков А.И., и др. Биогенное образование асболоан-бузерита и бузерита I // Геология океанов и морей: Тез. докл. Б. Всесоюз. шк. морской геологии. 1990. Т.4. С.144-145.
9. Роль биохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы СССР / Отв. ред. А.В. Лапо, В.К. Головинов, В.Е. Попов. Л., 1986.

10. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Витовская И.В., Дриц В.А., Сивцов А.В., Рудницкая Е.С. Кристаллохимическая природа Co - Ni -асболана //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. №6. С.73-81.
11. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М:Наука, 1989.
12. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Структурно-неупорядоченные асболаны с тетраэдрической координацией марганца // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1983. №12. С.85-95.
13. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др.Смешанослойные минералы асболан-бузерит и асболаны в океанических железо-марганцевых конкрециях // Изв.АН СССР. Сер-геол. 1983. №5. С.91-99.
14. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Отображение генезиса океанических корок и конкреций в кристаллохимии окислов Mn // Изв. АН СССР, сер. геол. 1990. № 2. С.91-102.
15. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Ермилова Л.П. и др. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №4. С.5-21.
16. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. О вернадите// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1978. №6. С.5-19.
17. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. К характеристике бернессита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. №9. С.67-76.
18. Чухров Ф.В., Дриц В.А., Горшков А.И. О структурных преобразованиях окислов марганца океанических Fe-Mn конкреций // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1987. №1. С.3-18.
19. Чухров Ф.В., Штеренберг Л.Е., Горшков А.И. и др. О природе 10E марганцевого минерала Fe-Mn океанических конкреций//Литология и полезные ископаемые. 1983. №3. С.33-41.
20. Штеренберг Л.Е., Дриц В.А., Салынь А.Л. и др.Некоторые различия между бернесситами осадочного и гидротермального генезиса//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №4. С.17-29.
21. Штеренберг Л.Е., Дубинина Г.А., Степанова К.Л. Образование Fe-Mn стяжений уплощенной формы//Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. 1975. С.166-181.
22. Штеренберг Л.Е. Главные марганцевые минералы океанических железо-марганцевых конкреций // Литология и полезные ископаемые. 1978. №1. С.32-49.
23. Colta G.A., Abdel Kerim F.M. et al. Infrared absorption spectra of manganese dioxide modification and their thermal products // Z. Anorg. Allg. Chem. 1971. Bd.384, H.3. S.260-266.
24. Cowen J.P., Brunland K.W. Metal deposits associated with bacterial implication for Fe and Mn marine biochemistry // Deep-Sea Research. 1985. V.32, No.3. P.253-272.
25. Dubinina G.A. The role of microorganisms in the formation of recent Fe-Mn lacustrine ores//Geol. a. Geochem. of Manganese. 1989. V. 3. P.305-326.
26. Dubrawski J.V., Ostwald J. Thermal transformations in marine manganese// Neues Jb. Miner. Monats. 1987. H.9. S.406-418.
27. Ehrlich H.L. Biogeochemistry ancient and modern environment. Berlin: Springer, 1980.
28. Ehrlich H.L. The formation of ores in the sedimentary environment of the deep- sea with microbial participation. The case for Fe and Mn concretions // Soil .sci. 1975. V.119, No.1. P.36-41.
29. Krumbain W.F. Manganese-oxidizing fungi and bacteria in recent shelf sediments of the bay of Biscay and the North Sea // Naturwiss. 1971. Bd. 58. S. 56-57.
30. Halbach P., Hebisch U. e.a. Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific ocean // Miner. Deposits. 1981. V.16. P.59-84.
31. Giovanoli R., Burki P., Gioffedi M. Layer structured manganese oxide hydroxides. The busserite group i structure stabilization by transition elements // Chemia. 1975. V.29, No.12. P.517-520.
32. Golden D.C., Chen C.C., Dixon J.B. Transformation of birnessite to busserite, todorokite and manganite under mild hydrothermal treatment // Clays and clay miner. 1987. V.35, No.4. P.271-280.
33. Golden D.C., Dixon J.B., Chen C.C. Ion exchange thermal transform and oxidizing properties of birnessite // Clays and clay miner. 1986. V.34, No.5. P.511-520.
34. Manceau A., Gorshkov A.I., Drits V.A. Structural chemistry of Mn, Fe, Co, and Ni in Mn hydrous oxides. I. Information from XANES spectroscopy // American Miner. 1992. V.77. P.1144-1157.
35. Manceau A., Gorshkov A.I., Drits V.A. Structural chemistry of Mn, Fe, Co, and Ni in Mn hydrous oxides. II. Information from EXAFS spectroscopy, electron and X-ray diffraction // Amer. Miner. 1992. V.77, No.11. P.1133-1143.
36. Potter R.M., Rossman G.P. The tetravalent manganese oxides: identification, hydration and structural relationships by infrared spectroscopy // Amer. miner. 1979. V.64. P.1199-1218.

Поступила в редакцию 1 сентября 1997 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

*T.N. Grigoryeva, G.A. Dubinina, T.N. Moroz, N.A. Pal'chik*

### Mineral composition of manganese oxides synthesized with participation of microorganisms

The investigation results of Mn-products of a biological synthesis by methods of X-ray diffraction, IR spectroscopy and thermal analysis are presented. The experiment was carried out with the binary culture Metalogenium. The source of manganese was rhodochrosite. The phase composition of bioproducts has been identified which involves birnessite, vernadite, mixed-layer asbolane-busserite and X-ray diffraction amorphous manganese oxides.

## РУДООБРАЗОВАНИЕ

УДК [550.4:553.2:553.41](519.3)

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТЫХ РУД В ОФИОЛИТАХ СЕВЕРА  
КОРЕЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В.П.Молчанов\*, В.Г.Моисеенко\*\*, С.С.Зимин\*, А.В.Игнатъев\*, Лян Чан Чен\*\*\*

\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

\*\*АмурКНИИ ДВО РАН, г. Благовещенск

\*\*\* Геологический институт Академии Наук, КНДР

Золоторудное месторождение Кумбай сформировано на протяжении двух этапов, что привело к появлению золотоскарновых и золото кварцевых руд. Последние разделены на два минеральных типа: пирит-молибденитовый и золотопиритовый. Показано, что глубинным гомогенным источником пирит-молибденитового оруденения могла быть гранитная интрузия. Сопоставлены минералого-геохимические и изотопно-геохимические характеристики золотопиритовой минерализации центра и северного фланга меридиональной жильной серии. Выявлено, что сульфиды центральной части имеют повышенное значение  $\delta^{34}\text{S}$  относительно северной на 4.4%. Для объяснения этих вариаций дополнительно изучен изотопный состав карбонатного вещества жил, скарнов и известняков. Сделан вывод об участии в рудоотложении скарнообразующих растворов, сопровождающихся перераспределением изотопов серы, а также привносом золота, серебра, кобальта, никеля и магния из гипербазитов.

## ВВЕДЕНИЕ

В северной части Корейского полуострова широко представлены золоторудные месторождения (рис. 1), многие из которых достаточно давно обрабатываются, но сведений о них в геологической литературе крайне мало. Представляется, что материалы, приведенные ниже, помогут восполнить этот пробел.

Фактический материал, который лег в основу настоящей статьи, собран в начале 90-х годов во время полевых работ на территории провинции Северный Хамген (КНДР). Химический и спектральный анализы пород и минералов, а также изотопные исследования выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН, рентгено-радиометрические определения редких элементов - в Центральной лаборатории Приморской геолого-съёмочной экспедиции, а большая часть микронзондовых и спектральных анализов сульфидов и сульфосолей - в Институте геологических наук ЯНЦ СО РАН. Концентрации золота в породах определены в Центральной лаборатории Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ  
ЧХОНЧЖИН-КАЙШАТУНСКОЙ ЗОНЫ  
ОФИОЛИТОВ

Основные ресурсы золота региона приурочены к Чхончжин-Кайшатунской зоне офиолитов, фрагменту Лавелин-Гродековской складчатой области [2]. К северу она

прослеживается в КНР, на юге погружается в Японское море, а с запада через Сусончхонский региональный разлом близмеридиональной ориентировки граничит с Сино-Корейским щитом.

Большая часть площади сложена пермскими осадочно-вулканогенными породами свит Керенсан, Амги и Сонсан (вверх по разрезу), представленных алевролитами, песчаниками, сланцами, известняками, кислыми туфами и основными вулканитами. Суммарная мощность этих отложений достигает 4000-5000 метров. На них несогласно залегают юрские породы свиты Хамген (конгломераты, алевролиты, песчаные алевриты, глинистые и углистые сланцы, туффиты). Мощность свиты около 1000 метров.

Интрузивный магматизм проявился в три этапа. В верхней перми имело место внедрение гипербазитов. В триасе сформировался комплекс гранитов-гранодиоритов, а в юре внедрились массивы гранитов и, отчасти, гранодиоритов. Мезозойские интрузии гранитоидов в значительной степени уничтожили офиолиты.

Осадочно-вулканогенные толщи интенсивно дислоцированы и метаморфизованы в условиях "зеленосланцевой" фации.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУМБАЙ

Своеобразие геологической обстановки в пределах офиолитовой зоны привело к появлению золотых руд различной генетической принадлежности. Яркий

пример тому - месторождение Кумбай, расположенное на южном фланге офиолитовой зоны (рис.1). Строение рудовмещающей площади традиционно для офиолитов: пермские гипербазиты и габбро в сочетании с осадочно-вулканогенными толщами свиты Амги. С ними ассоциируют гранитоидные образования юры.

По геохимическим параметрам (табл.1) серпентиниты и толеиты близки к обычным петротипам при повышенном уровне накопления магния, хрома, никеля, кобальта, золота и серебра.

Золотая минерализация сосредоточена в скарнах, штокверке и 3 жилах. Первые приурочены к контакту нижнепермских массивов известняков и гипербазитов (участок Чхоннам). Известняки прорваны интрузией гарцбургитов и перекристаллизованы в мраморы. Тела этих пород, в свою очередь, прорваны, метаморфизованы и частично уничтожены гранитной интрузией, с которой и связано образование скарнов. Последние образуются при замещении мраморов и серпентинитов. Это буроватые разнозернистые породы, состоящие из граната андрадит-гроссулярового ряда и бесцветного салита. В скарнах наблюдаются мелкие зерна зеленой шпинели, замещающей

как гранат, так и салит. Рудная нагрузка представлена магнетитом, пирротинном, халькопиритом и пентландитом. На верхних гипсометрических уровнях вместе с пентландита присутствует виоларит [2].

К югу от Чхоннама (см. рис.1) в эндоконтактной зоне той же гранитной интрузии расположен штокверк площадью в несколько сотен квадратных метров, сложенный сетью маломощных кварцевых прожилков, на долю которых приходится не более 10% объема породы. Текстура руды сетчатая, прожилковая, брекчиевая, вкрапленная. Из структур следует прежде всего отметить мелко-среднезернистые. Среди рудных минералов отмечены молибденит и пирит.

Жилы залегают среди толеитовых вулканитов в экзоконтакте интрузии юрских гранитов, образуя вместе с измененными породами субмеридиональную полосу протяженностью в несколько километров при ширине до ста метров и крутом падении (70-80°) к северо-востоку в направлении массива гранитоидов (см. рис.1). Мощность жил не превышает 1-2 метра. Непосредственно в зальбандах кварцево-жильных образований распространены (до нескольких десятков сантиметров) слюдисто-карбонатные листвениты. По текстурным особенностям руды разделяются на массивные, полосчатые, брекчиевые. Среди структур преобладают зернистые, в первую очередь мелко-среднезернистые разности, по форме - идиоморфно-зернистые. В основном жилы выполнены кварцем с незначительной примесью карбонатов анкерит-доломитового ряда, сидерита и магнетита. Рудные минералы составляют 5-7% объема жильной массы. Доминирует пирит, менее распространены арсенопирит, сфалерит, галенит, самородное золото, весьма редки антимонит, буланжерит, блеклая руда, бурнонит.

#### ЭТАПЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Процесс рудообразования развивался на протяжении двух этапов - скарнового и гидротермального, что привело к возникновению золотоскарновых и золотокварцевых руд. Несмотря на отсутствие непосредственных контактов между ними, поскольку первые приурочены к контакту известняков и гипербазитов, а последние расположены среди гранитов и зеленосланцевых вулканитов, есть основания полагать, что формирование полигенных руд инициировано внедрением одной и той же гранитной интрузии. Продуктивное минералообразование в скарновый этап началось с образования магнетитовых руд, представленных сплошными или вкрапленными обособлениями этого минерала в скарнированных породах и серпентинитах. Сульфидные разности сложены, в основном, пирротинном с примесью позднего магнетита, пентландита и халькопирита. Поздний магнетит имеет подчиненное значение и наблюдается в виде пластинок (мушкетовит) в жилках нерудных минералов, пересекающих пирротин. Таким магнетитом кор-

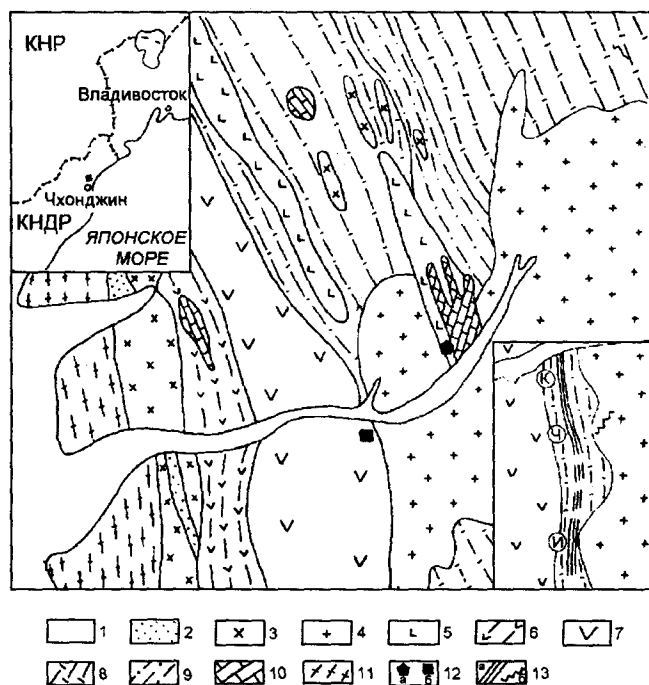


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Кумбай.

1 - четвертичные отложения; 2 - палеогеновые породы; 3 - кварцевые диориты (K<sub>2</sub>); 4 - граниты (J); 5 - гипербазиты (P<sub>1</sub>); 6 - рассланцованные офиолитовые вулканиты (P<sub>1</sub>); 8 - кремнистые, реже глинистые сланцы, алевролиты, железистые кварциты (P<sub>1</sub>); 9 - песчаники и алевролиты (P<sub>1</sub>); 10 - известняки (P<sub>1</sub>); 11 - кристаллические сланцы (PR); 12 - места залегания золотоскарновых (а) и золотокварцевых руд (б); 14 - жилы (а) и штокверк (б).

На верхней врезке - положение месторождения Кумбай.

На нижней врезке - схема геологического строения северной части месторождения. Буквы в кружках - участки рудного поля (К - Кумбай, Ч - Чанпхен, И - Ингок).

Таблица 1. Петрогеохимическая характеристика пород офиолитов рудного поля Кумбай

Комп- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	38.45	38.66	38.85	39.43	46.59	48.22	48.38	48.54	50.29	50.38	51.66
TiO <sub>2</sub>	сл	сл	0.04	0.24	1.32	0.93	0.48	0.62	1.03	1.34	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.96	1.19	0.91	15.62	15.19	8.92	15.66	13.22	12.80	14.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.21	2.47	6.14	5.75	3.17	3.46	3.52	3.75	3.74	3.8	3.98
FeO	1.14	3.81	2.03	1.21	6.98	9.30	4.89	7.52	8.10	7.34	4.55
MgO	37.07	37.60	36.0	36.02	7.41	7.86	20.30	7.39	6.04	8.27	7.92
CaO	0.54	0.33	0.76	0.53	11.57	8.24	6.59	12.24	9.66	9.23	9.01
Na <sub>2</sub> O	0.58	0.51	0.11	0.14	2.87	2.41	1.17	2.65	2.02	3.43	2.83
K <sub>2</sub> O	0.69	0.44	0.04	0.05	0.68	0.22	0.75	0.23	0.70	0.72	0.58
Rb					20	32	0	33	17	28	23
Sr	22	20	55	15	249	136	344	160	618	323	243
Ba	16	17	15	27	132	36	44	45	45	55	203
Y	1	0	4	0	31	31	16	42	29	36	15
Zr	10	14	0	16	104	48	24	112	65	102	45
Nb	0	0	2	0	16	8	3	12	6	6	5
La	7	16	15	10	17	9	5	17	14	19	11
Ce	6	7	13	11	16	2	13	13	6	23	10
Nd	0	1	1	3	2	11	6	0	2	1	3
Ni	1337	1109	1425	967	100	73	904	79	87	79	65
Co	76	79	82	70	54	35	82	48	41	40	26
Cr	681	1592	1408	724	472	269	942	179	124	201	240
V	12	18	15	17	267	223	165	341	369	248	202
Cu	30	8	9	15	250	140	40	70	145	50	100
Zn	53	38	42	33	247	152	114	244	99	30	32
Pb	10		11		29	11		56	5		
Sn	3	3	3	3	4	3	5	5	4	3	3
Mo			5.7					1.0	10	1	
Ag	0.67		0.29		0.16		0.39	1.63			
Au	0.94	0.03	0.15	0.17	не	не	не	не	не	не	не
					опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
B	45	35	31	26	17	18	42	17	36	34	103

Примечание. 1-4-серпентиниты, 5-11-толеиты. Содержания петрогенных элементов в %, рудных и редких-в г/т. Не опр.- не определялось.

родируется и пентландит, мелкие включения которого совместно с халькопиритом чаще всего находятся в краевых зонах пирротина.

Анализ минералогических данных позволил выделить две стадии золотокварцевого этапа: пирит-молибденитовую и золотопиритовую. Ранние минеральные парагенезисы включают молибденит и пирит-I. Пластинки молибденита повсеместно несут следы деформаций, часто раздроблены. Пирит-I представлен кубическими кристаллами. Золото присутствует в дисперсном виде.

Хронология основных минерогенических событий в позднюю стадию выглядит следующим образом: пирит-II + арсенопирит + золото-I → сфалерит + галенит + золото II → антимонит + буланжерит с небольшим количеством блеклой руды и бурнонита. Пирит II обычно формирует тонкие прожилки либо гнездообразные скопления. Арсенопирит часто кристаллизуется в виде игольчатых выделений до 2-3 см по длинной оси. Золото-I пластинчатых очертаний желтого цвета с красноватым оттенком. Его зерна редко превышают первые сотни микрон. Поздние сульфиды (сфалерит, галенит) слагают тонкую вкрапленность, либо цементируют более

ранние минералы. Размеры золота-II самые различные - от субмикроскопических до первых сантиметров. Преобладает мелкое золото. Наиболее распространены комковидно-угловатые мофологические различия. Цвет золотин ярко-желтый. Антимонит и сульфосоли чаще всего образуют прожилки, секущие более ранние минеральные агрегаты.

В площадном распределении разностадийных продуктов гидротермальной деятельности просматриваются элементы горизонтальной зональности. Так, пирит-молибденитовая минерализация характерна для штокверка и южного фланга жильной серии (участок Ингок), золотопиритовые руды полностью выражены в центральной (участок Чанпхен) и северной (участок Кумбай) частях рудного поля. Продуктивные руды последнего определяют практическую значимость месторождения.

Закономерное размещение разнотипных руд, по-видимому, обусловлено различным положением в рудно-гидротермальной колонне. Пирит-молибденитовая минерализация отвечает ее нижним уровням, а золотопиритовая - верхним.

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Геохимические особенности основных типов руд были рассмотрены с применением методов локального рентгеноспектрального и эмиссионного спектрального анализов. Для определения пробы самородного золота использовался метод атомно-абсорбционной фотометрии. Особое внимание уделялось магнетиту и пентландиту скарнов, а также главному рудному минералу золото-кварцевых руд - пириту. В меньшей степени исследованы молибденит, арсенопирит, сфалерит, галенит, золото, антимонит и сульфосоли.

В составе раннего магнетита (3 анализа) имеются значительные количества (25.4%) магнизиальной компоненты. В небольших количествах присутствуют титановая, глиноземистая и марганцевая составляющие. Пентландит отвечает минеральной разновидности, обогащенной кобальтом. Кроме того, в нем отмечена примесь меди [2].

Спектральным количественным анализом в сульфидных рудах скарнов установлено присутствие меди, серебра, молибдена, никеля и кобальта в количествах 230-250; 0.61-0.65; 1.5-2; 1250-16000 г/т соответственно. Концентрации золота достигают 9 г/т. Вероятно, эти руды содержат и платину. В пользу этого, в частности, свидетельствует близость пентландита к некоторым аналогам из платиноносных массивов [1].

Отличительной особенностью молибденита (2 анализа) является наличие примеси селена (до 0.2-0.3%).

Ранняя и поздняя разновидности пирита заметно отличаются по составу (табл.2). Типоморфным элементом первой является теллур (0.0п-0.00п%). Набор других микропримесей, по данным спектрального анализа невелик: кобальт, никель, цинк, медь, свинец (0.00п-0.0п%). Величина отношений никеля к кобальту варьирует в пределах от 0.5 до 1.

Отличительной чертой пирита-II является повышенная мышьяковистость. Заметно расширяется спектр элементов-примесей. Так, в пирите-II Чанпхена появляются золото, серебро, сурьма, кадмий (0.00п-0.0п%). На порядок выше, по сравнению с пиритом-I, концентрации свинца и цинка. Одновременно с этим обнаруживается отсутствие никеля, падает активность кобальта.

Пириту-II Кумбая свойственны широкий диапазон колебаний примесей кобальта и никеля на верхних гипсометрических уровнях жил и стабилизация состава на нижних. В целом никель-кобальтовое отношение обычно больше 1. Повышается активность серебра и сурьмы (0.0п-0.п%), падает - золота и кадмия (0.00п%). Характерной примесью можно считать олово. Порядок содержаний цинка, свинца и меди тот же, что у пирита-II Чанпхена.

Основным минералом-концентратором золота (до 0.1%) в руде Кумбая стал арсенопирит (9 анализов). Сравнительно со стехиометрическим составом, ему

свойственны избыток серы и железа, а также дефицит мышьяка (Fe - 35.6-36.4%; As - 41.5- 42.9%; S - 20.7-22.3%). Никель превалирует над кобальтом (0.00п и 0.000п%). Кроме того, обнаружены значительные концентрации серебра, сурьмы, цинка, меди, свинца (до 0.п%). Постоянно фиксируются висмут и никель (0.00п%).

Типичными микропримесями сфалерита (25 анализов) являются железо, медь, кадмий, серебро, марганец. Причем маложелезистые разновидности (0.9-2.9%) свойственны золото-галенит-сфалеритовым образованиям Чанпхена. У сфалерита руд Кумбая более значительные вариации растворенного железа (от 3.00 до 7.7%), хотя преобладают разновидности с железистостью от 3.5 до 4.4%. Нельзя не отметить тесной корреляции железа с марганцем. Последний обнаружен лишь в высокожелезистых разностях. Сравнительно с рудами Чанпхена, сфалериту Кумбая свойственен повышенный уровень накопления кадмия (до 1.5%), серебра и сурьмы (0.0п-0.п%), олова (0.00п-0.0п%). Содержания мышьяка, свинца и меди (0.00п-0.0п%), индия и галия (0.000п-0.00п%) в сфалеритах обоих участков близки. Кобальт и никель обнаружены также в равных количествах (0.000п-0.00п%). Золото практически отсутствует.

Микрозондовые анализы (34 анализа) выявили четкие различия галенитов Чанпхена и Кумбая по серебру и сурьме. Наиболее обогащен ими последний - соответственно 0.1-1.8% и 0.1-3.7%. Концентрации золота достигают 0.0п-0.п%, олова и никеля - 0.00п%. В галените Чанпхена серебро фиксируется лишь в отдельных случаях и его содержание редко превышает 0.1%, а сурьма варьирует в пределах 0.1-0.3%. Висмут в одном и другом галените присутствует в близких количествах (0.2-0.3%).

Обобщение данных по макросоставу самородного золота (52 анализа) приводит к выводу о бимодальном распределении значений пробы (с модами в интервалах 710-740 и 800-840). Первый интервал отвечает золоту арсенопирит-пиритовой ассоциации, второй - золоту галенит-сфалеритовой.

Составы минералов поздней ассоциации - буланжерита (10 анализов), блеклой руды (7 анализов), бурнонита (6 анализов) и антимонита (2 анализа) - заметно отличаются от теоретических. Так, бурнониту присущ недостаток свинца (41.8-43.5%), избыток меди (12.8-13.9%) и сурьмы (23.3-24.5%), а буланжериту, напротив, свойственны повышенные концентрации свинца (55.7-56.8%) и пониженные - сурьмы (24.4-24.6%). Блеклую руду отличают сравнительно высокие содержания сурьмы (25.0-27.1%) и серебра (7.8-14.6%), что позволяет ее отнести к Ag - тетраэдриту. Объединяет всех их постоянные примеси мышьяка и железа: в Ag - тетраэдрите соответственно 0.6-1.2% и 2.8-3.4%, в антимоните 0.4-0.5% и 0.1-0.3%, в бурноните 0.5-1.2% и 0.1-0.2%, в буланжерите 0.1-0.4% и 0.1-1.2%.

Таким образом, изучение состава рудообразующих минералов выявило типоморфные особенности

Таблица 2. Химический состав пиритов (в мас.%)

Тип минерализации, участок рудного поля	Горизонт	№ образца	№ анализа	Элементы						
				Fe	As	Co	Ni	Zn	S	Сумма
Пирит-молибденитовый Ингок		Ц-36	1	45.99	-	-	-	-	53.53	99.52
		Ц-37	2	45.37	-	-	-	-	53.10	98.42
		Ц-38	3	45.75	-	-	-	-	53.26	99.01
		Ц-39	4	44.22	-	-	-	-	53.48	98.20
		Ц-40	5	46.52	-	-	-	-	54.32	100.84
Золото-пиритовый Чанпхен		Ц-30	6	46.11	-	-	-	0.29	52.31	98.71
		"-	7	46.16	-	-	-	-	52.87	99.03
		"-	8	45.54	-	-	-	-	53.02	98.93
		Ц-32	9	45.28	-	-	-	-	53.11	98.38
		"-	10	46.88	-	-	-	-	54.88	101.76
		Ц-33	11	46.59	0.45	-	-	-	53.89	100.93
		Ц-34	12	46.99	0.37	-	-	-	52.31	99.67
		Ц-35	13	45.87	-	-	-	0.18	53.44	99.31
		Ц-17	14	45.82	-	-	-	0.21	52.03	98.06
		Золото-пиритовый Кумбай	Нижний	Ц-23	15	46.09	-	-	-	-
"-	16			45.97	1.14	-	-	-	52.29	100.40
Ц-24	17			46.14	0.56	-	-	-	51.75	98.45
"-	18			45.82	0.34	-	-	-	52.34	98.50
Ц-27	19			45.64	1.81	-	-	-	51.09	98.54
Ц-28	20			45.19	2.14	-	-	-	51.91	99.24
Ц-29	21			44.92	2.34	0.12	0.18	-	51.69	98.95
Золото-пиритовый Кумбай	Верхний	Ц-7	22	45.20	-	-	0.24	2.07	52.74	100.25
		"-	23	44.15	-	-	1.25	1.88	52.77	100.05
		Ц-9	24	46.44	-	-	-	-	53.00	99.44
		"-	25	4.81	2.54	-	-	-	52.24	100.59
		Ц-20	26	46.52	-	0.11	-	-	53.39	100.02
		"-	27	45.75	3.58	-	-	-	50.12	99.45
		"-	28	45.31	-	0.10	0.63	-	52.61	98.65
		Ц-21	29	46.34	-	-	-	-	53.85	100.19
		Ц-22	30	45.55	1.48	-	-	-	51.52	98.55
		"-	31	46.95	-	-	-	-	53.76	100.71
"-	32	45.88	2.04	-	-	-	50.87	98.79		

каждого типа руд. Так, скарновая минерализация отличается, прежде всего, повышенными концентрациями железа, магния и никеля. Кроме того, в сульфидных рудах скарнов обнаружено присутствие кобальта, золота, серебра, меди, молибдена.

Пирит-молибденитовые агрегаты гидротермального этапа отличаются примесью селена и теллура. Для золотопиритовых руд характерны повышенные содержания рудогенных компонентов (золота, серебра, свинца, цинка, сурьмы). Типоморфными примесями являются железо и мышьяк.

Анализ закономерностей площадного распределения элементов указывает на различие рудно-геохимической обстановки в центральной части и на северном фланге жильной серии при локализации промышленного оруденения. Так, золото-галенит-сфалеритовые выделения Кумбая, по сравнению с Чанпхеном, специализи-

рованы на никель, кобальт, висмут и олово. Существенно меняются геохимические связи золота.

#### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ, КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА МИНЕРАЛОВ

Соотношение стабильных изотопов серы, кислорода и углерода широко используется для реконструкции минералообразующих процессов и выявления источников рудного вещества. Среди минералов, содержащих кислород и углерод, объектами исследований выбраны карбонаты, из минералов, содержащих серу - пирит. Изотопные исследования проводились авторами по оригинальному методикам [3]. Анализы выполнялись на масс-спектрометре МИ-1201В. Результаты анализов для  $\delta^{18}\text{O}$  приведены относительно SMOW, для  $\delta^{13}\text{C}$  - относительно РДВ, и для  $\delta^{34}\text{S}$  -относительно метеорита из Каньона Дьябло. Воспроизводимость анализов для угле-

рода составила  $\pm 0.1\%$   $\delta^{13}\text{C}$ , для кислорода -  $\pm 0.1\%$   $\delta^{18}\text{O}$ , для серы -  $\pm 0.2\%$   $\delta^{34}\text{S}$ .

Изотопный состав серы определен в пиритах различных типов руд. При этом выяснилась близость величин  $\delta^{34}\text{S}$  метеоритному составу с максимумом в пирите-II Чанпхена (табл.3) Аналогичная картина наблюдается и в отношении распределения в них золота (см. табл.2).

Известно, что изотопный состав серы непосредственно определяется составом суммарной серы флюида и физико-химическими характеристиками рудоотложения (ЕН, рН, Т, fO<sub>2</sub>). При этом величина  $\delta^{34}\text{S}$  отвечает изотопному составу источника при условии отсутствия изотопного обмена между рудоносными растворами и вмещающими породами. Золото-арсенопирит-пиритовые руды Чанпхена и Кумбая сформировались в близких температурных интервалах. Исходя из этого можно допустить, что фракционирование изотопов серы вызвано разнонаправленными изменениями кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных параметров гидротермальной системы. Однако для таких заключений нет никаких оснований. Видимо, основную роль в перераспределении серы играли другие процессы.

По нашим представлениям для ранних пирит-молибденитовых руд вполне уместно предположить гомогенный источник серы (со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  равными магматогенному), которым мог быть гранитоидный интрузив. Последующее утяжеление  $\delta^{34}\text{S}$  в золото-арсенопирит-пиритовых образованиях Чанпхена можно объяснить менее глубинными условиями их формирования (понижением температуры, увеличением окислительного и кислотного потенциалов и т. д.), либо поступлением в зону рудоотложения серы вмещающих пород. В этом случае, судя по связи золотого оруденения с зоной наложенных на толеиты метасоматитов лиственитового состава, основную роль в мобилизации серы и рудогенных элементов (о корреляции величин  $\delta^{34}\text{S}$  и концентраций золота упомянуто выше) играли гидротермально-метасоматические процессы.

Появление в руде Кумбая пирита-II с большей долей легкого изотопа серы, возможно, обусловлено смешением флюидов различного происхождения. Для уточнения причин наблюдаемого явления были изучены железомagneзиальные карбонаты золото-галенит-сфалеритовой ассоциации, отобранных по восстанию и простиранию жил участка Кумбай (табл.4), а также известняки и мраморы скарнов участка Чхоннам. Результаты исследований приведены ниже.

Таблица 4. Химический и изотопный состав карбонатов различных горизонтов жил участка Кумбай

Горизонт	MgO	CaO	FeO	MnO	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Нижний (6)	18.96	27.91	3.88	0.97	-5.3	13.9
	19.61-18.23	27.69-28.33	3.45-4.12	0.61-1.22	-5.0+-5.5	13.3-14.1
Средний (6)	19.00	28.52	3.49	0.75	-3.8	17.1
	18.50-19.30	28.02-29.14	3.37-3.54	0.14-1.48	-1.9+-5.4	15.5-18.2
Верхний (3)	17.87	28.84	3.58	1.31	-7.8	13.8
	17.61-18.05	28.47-29.52	3.43-3.81	1.08-1.58	-6.5+-8.5	13.5-13.9

Таблица 3. Изотопный состав пиритов (‰)

Тип минерализации, участок рудного поля	Число анализов	min	max	$\bar{x}$
Пирит-молибденитовый	6	1.5	2.3	1.7
Ингок	7	4.3	5.9	5.0
Золото-пиритовый				
Чанпхен	6	0.1	0.9	0.6
Золото-пиритовый				
Кумбай				

Примечание: значения  $\delta^{34}\text{S}$ : min - минимальное, max - максимальное,  $\bar{x}$  - среднее арифметическое

Особенности изотопного состава разновидностей карбонатного вещества отображены на диаграмме зависимостей в координатах  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  (рис.2), где фигуративные точки образуют три поля. Одно из них, в правом верхнем углу диаграммы, объединяет известняки ( $\delta^{13}\text{C}$  от 4.4 до 4.9‰ и  $\delta^{18}\text{O}$  от 17.1 до 20.9‰), сформированные в условиях морского бассейна. В левом нижнем углу концентрируются жильные карбонаты нижних и верхних горизонтов. Судя по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  (от -5.0 до -8.5‰), близким ювенильному углероду, можно предполагать их глубинное происхождение. В то же время на средних структурно-гипсометрических уровнях жил по мере продвижения с юга на север отмечается последовательное утяжеление изотопного состава углерода и кислорода (табл.4). Мраморы скарнов занимают промежуточное положение между полями жильных карбонатов и известняков со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.5 до 2.4‰ и  $\delta^{18}\text{O}$  от 19.0 до 20.1‰.

Перераспределение углерода и кислорода на средних горизонтах жил, скорее всего, связано с существованием систем пологих трещин, использовавшихся в качестве подводящих каналов для поступления в гидротермальную систему растворов, участвовавших в скарнообразовании.

Таким образом, распределения значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в жилах Кумбая определяется привнесением углерода и кислорода, участвовавших в формировании скарнов. Одновременно происходит фракционирование серы с тенденцией облегчения, сравнительно с центральной частью месторождения. Одним из свидетельств смешения



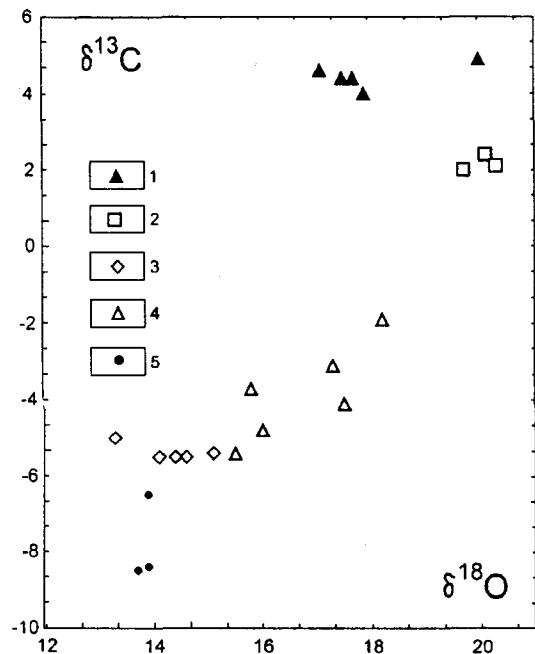


Рис. 2. Изотопные отличия карбонатов золотоскарновых (1,2) и золотокварцевых (3-5) руд.

1 - известняки; 2 - скарны; 3-5 кварцевые жилы (горизонты: 3 - нижний; 4 - средний; 5 - верхний).

ния растворов из разных резервуаров может служить на- следование минералами золото-галенит-сфалеритовых руд Кумбая типоморфных элементов скарнов: железа, магния, никеля, кобальта, олова и др. При этом заметно возрастает их золотоносность.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Месторождение Кумбай, локализованное на южном фланге Чхончжин-Кайшатунской офиолитовой зоны, сформировалось на протяжении двух этапов рудообразования - скарнового и гидротермального, что привело к возникновению золотоскарновых и золотокварцевых руд. Первые, приуроченные к контакту известняков и гипербазитов, включают магнетитовые и сульфидные разности, вторые, расположенные среди гранитов и

на удалении от них, в толеитовых вулканитах - соответственно пирит-молибденитовые и золотопиритовые. Появление полигенной минерализации инициировано внедрением одной и той же гранитной интрузии.

2. Изотопный состав сульфидной серы пирит-молибденитового оруденения свидетельствует в пользу достаточно глубинного источника, которым мог быть гранитоидный интрузив.

3. Для сульфидов золотопиритовых руд, сосредоточенных в различных частях меридиональной жильной серии, выявлено значимое различие по  $\delta^{34}\text{S}$ : центр - 4.3-5.9‰, северный фланг - 0.1-0.9‰.

4. Изучение изотопного состава углерода и кислорода карбонатного вещества жил северного фланга, скарнов и известняков указывает на поступление в гидротермальную систему растворов, участвующих в скарнообразовании. Усреднение исходного изотопного состава рудных карбонатов сопровождалось перераспределением изотопов серы, а также привнесом дополнительных количеств золота, серебра, никеля, кобальта, магния, источником которых, скорее всего, были гипербазиты.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность за помощь в работе над статьей известным ученым докторам геолого-минералогических наук Г.Н. Гамянину (Россия) и Ким Чен Вону (КНДР).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №96-05-64440).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Дистлер В.В., Гроховская Т.В., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука. 1988. 231 с.
2. Лян Чан Чен, Зимин С.С., Октябрьский Р.А. и др. Новый тип скарнового оруденения в Чхончжин-Кайшатунской зоне офиолитов (КНДР и КНР) // Тихоокеан. геология. 1994. №4. С.132-136.
3. Ignatiev A.V., Borovik L.V. Automated equipment for determining C, N, O, S isotopic composition and techniques of sample preparation // Isotopes in Nature. Fifth Working Meeting. Proc.. Part 2. Leipzig, 1990. P. 853-862

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

*V.P.Molchanov, V.G.Moiseenko, S.S.Zimin, A.V.Ignatyev, Lyang Chang Cheng*

### Specific features of gold ore formation in ophiolites of the North Korean Peninsula

It has been established that the Kumbai gold deposit shows two stages of its formation that resulted in occurrences of gold-scarn and gold-quartz ores. The latter are of two mineral types: pyrite-molybdenite and gold-pyrite. It is shown that a granitic intrusion could be an abyssal homogeneous source of pyrite-molybdenite mineralization. Mineralogeochemical and isotope-geochemical parameters of gold-pyrite mineralization of the central part have been compared with those of the western flank of the sublittoral vein series. Sulphides of the central part have been found to be enriched in  $\text{S}^{34}$  by 4.4‰ as compared with the western part. To explain these variations we have studied the isotope composition of carbonaceous matter of veins, skarns, and limestones. We have concluded that the participation of skarn-forming solutions in ore development is accompanied by redistribution of sulphur isotopes and supplying of gold, silver, cobalt, nickel, and magnesium from ultrabasic rocks.

## К ПЕРСПЕКТИВАМ ВЫЯВЛЕНИЯ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЛИНСКОГО ТИПА <sup>\*)</sup>

*Л.В. Эйриш*

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

Даны краткие характеристики месторождений Карлин, Голд Куарри и др. Подчеркнуты важнейшие металлогенические особенности их локализации: приуроченность региональной структуры к области мезозойско-кайнозойской тектономагматической активизации, фиксирующей глобальным и региональным минимумами силы тяжести; пересечение складчатой структуры поперечной зоной дислокаций; карбонатная и углеродистая среда рудообразования; локализация оруденения в куполовидных структурах и антиклиналях под геологическими экранами алевро-пелитовых пород; тонковкрапленный тип руд и микроскопические размеры выделений золота; оптимальный эрозионный срез рудоносных структур. В соответствии с перечисленными признаками на Дальнем Востоке России выделены районы, перспективные на карлинский тип (либо близкий ему) золотого оруденения: в Южноверхожанском синклинии и Сетте-Дабанском перикратонном прогибе, в наложенных прогибах Алданского шита, в терригенно-карбонатной толще девона на западе Монголо-Охотской складчатой области.

В последние десятилетия за рубежом, в бывшем СССР (и в России) выявлены уникальные золоторудные месторождения и районы, отличающиеся металлогеническим своеобразием. В этих месторождениях сосредоточены основные ресурсы золота, многие из них являются главными поставщиками благородного металла на международный рынок. Это прежде всего месторождения карлинского типа в Неваде (США), Олимпик-Дам в Австралии, Хемло в Канаде, Мурунтау в Узбекистане, Олимпиадинское в Енисейском Кряже, месторождения джоуджинского типа на Шаньдунском полуострове (Китай). Не потеряли своего значения и месторождения архейских зеленокаменных поясов Канады, Индии, Австралии, Африки и эпитеpmальные золоторудные и золотосеребряные месторождения кайнозойских вулканических поясов. Флагманом золотодобывающей промышленности Мира остаётся район Витватерсранда в Южной Африке.

Месторождения карлинского типа эксплуатируются с 1964 г. За это время открыты десятки месторождений, добыто более 300 т золота и запасы оцениваются более чем 2000 т благородного металла. Десятка главных месторождений<sup>\*\*)</sup>: Аллигайтор Ридж (20,8; 3,3), Бутстрап (34,5; 1,5), Карлин (135,3; 4,1), Чимни Крик (168; 2,1), Кортес (30,7; 96), Гетчел (93,8; 6,7), Голд Куарри (603,2; 1,3), Голдстрайк-Рост (890; 2,9), Джерри-Каньён (105; 7,0), Рейн (41,4; 1,8) (данные Newmont Gold Company). Руды с низким содержанием золота эффективно обрабатываются методом кучного выщелачивания.

Невадийский [6-9] золоторудный узел, где сосредоточены десятки месторождений карлинского типа,

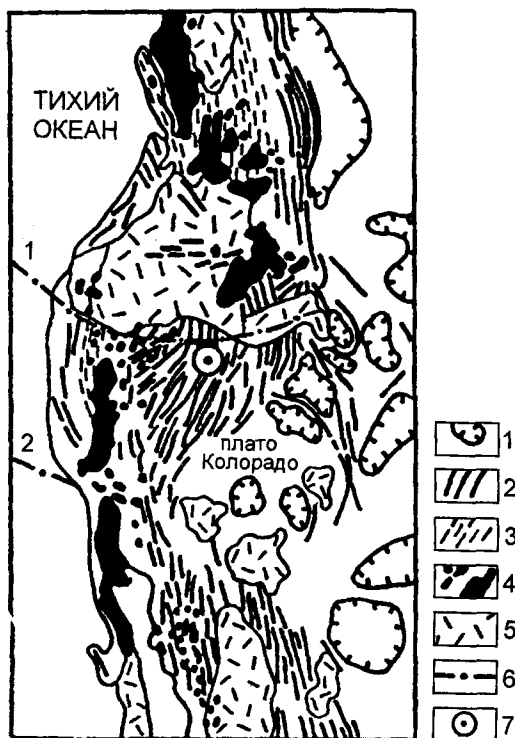
расположен в складчатой структуре Кордильер палеозойского и мезозойского возраста на участке ее пересечения тектонической зоной Снейк, являющейся продолжением трансформного разлома Мендосино (рис.1). В региональном плане это экзоконтактовая зона дорудного батолита Боулдер, активизированная в палеогене. Район находится в осевой части интенсивного регионального минимума силы тяжести (-160 мгл) ЗСЗ простираения, являющегося ответвлением более глубокого глобального минимума Кордильер, в пределах которого сосредоточено большинство крупнейших рудных месторождений обеих Америк [1].

Месторождения карлинской группы расположены на четырёх структурных линиях СЗ простираения, отстоящих друг от друга на 40-50 км. Месторождение Карлин наиболее типичное и хорошо изученное. Оно, по данным [6,8] приурочено к тектоническому окну девонских и силурийских карбонатных пород в зоне надвига Робертс Маунтинс. Эта структура и ряд подобных ей, расположены в линейной тектонически ослабленной зоне, вдоль которой внедрялись дайки кварцевых порфиров и проникали рудообразующие растворы (рис. 2,3). Эти «окна» образовались в результате посленадвигового воздымания и куполообразования. Возраст магматизма меловой, оруденения неогеновый.

Главное рудное тело - неправильная, но согласная с напластованием пород, пологая (30°) залежь мощностью до 30 м, приуроченная к кровле формации Робертс Маунтинс (нижний силур: глинистые и доломитистые алевролиты, тонкослоистые, местами осветленные и окварцованные) и подошве формации Попович (доломитистые известняки, пласты доломитов) (рис.3). Минерализованные участки рудного тела представлены из-

<sup>\*)</sup> См. дискуссию Ю.И. Бакулина в этом номере.

<sup>\*\*)</sup> В скобках: запасы золота в тоннах и среднее содержание в г/т.



**Рис.1.** Положение Невадского золоторудного узла в структуре складчатого пояса Кордильер Северной Америки (Геологическая основа по [2]).

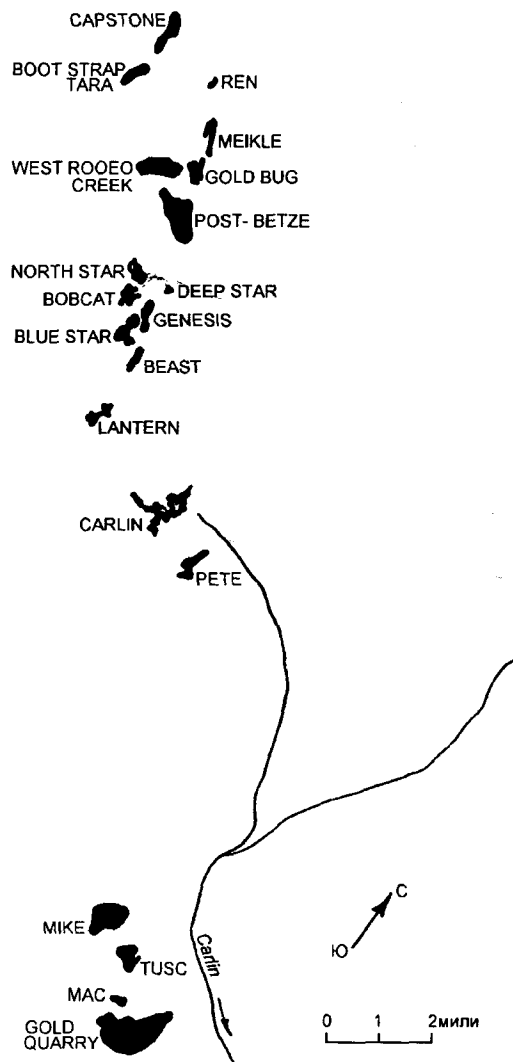
1 - осадочные бассейны; 2 - миогеосинклинальные складчатые структуры краевых частей орогенического пояса; 3 - эвгеосинклинальные складчатые структуры; 4 - кислые плутонические породы внутренней части орогенического пояса; 5 - вулканогенные породы, перекрывающие складчатые образования орогенического пояса; 6 - зоны трансформных разломов: Мендосино (1) и Мюррей (2); 7 - район месторождений карлинского типа.

мененными глинистыми или доломитистыми алевролитами, иногда углистыми, известковистыми, или окварцованными. Отложение золота в углистых алевролитах происходило в капиллярных пространствах в тесной связи с выносом карбоната. Пласты песчаников обычно окварцованы, но содержат меньше золота (в сравнении с минерализованными алевролитами). Золотоносные интервалы даек кварцевых порфиров менее минерализованы, чем соседние осадочные породы. Зона надвига служила проводником растворов, но не оказывала большого влияния на распределение оруденения [6].

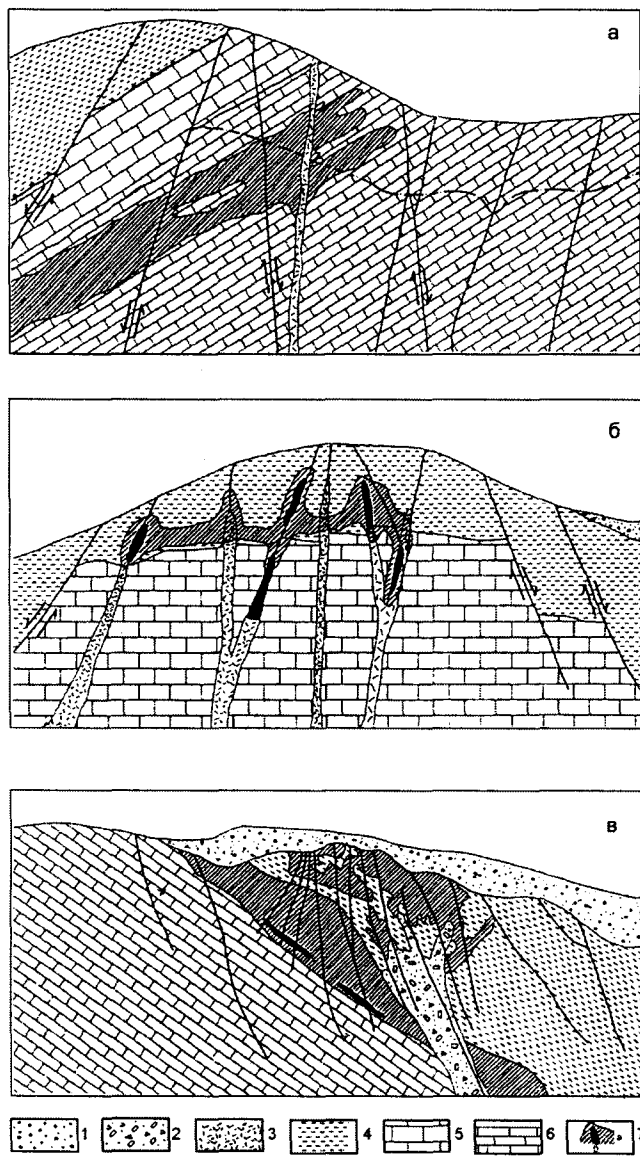
Золото в руде субмикроскопическое (до 0,2 мкм). Оно находится в глинистых породах с карбонатом, развивается по краям обломочных зёрен кварца, проникает по трещинам внутрь этих зёрен, или наблюдается в виде рассеянной вкрапленности в глинистой массе. Частицы имеют неправильную форму, но в общем округлые очертания. Отложение золота сопровождалось образованием различных глинистых минералов, битум-

мов, пирита, сульфидов мышьяка и выделением минералов кремнезема. Золото избирательно адсорбировано на поверхности иллитовых глинистых минералов, органического вещества, сульфидов железа и на кварце. Размеры частиц субмикроскопического коллоидального золота изменяются от 0,2 мкм до размера атома (0,000145 мкм). Золото такого размера может составлять половину запасов месторождения.

Отложение золота происходило в завершающую стадию процесса выщелачивания и окварцевания известняков в тонких капиллярах, а не в главных каналах циркуляции флюидов. Распределение золота более зависит от микропроницаемости, чем от макропроницаемости пород. Ассоциация золота с органическим веществом типа асфальтита отмечается для отдельных участков главного рудного тела. Концентраты, обогащенные ОБ, содержат повышенные количества золота.



**Рис.2.** Линейное расположение золоторудных полей в Карлинской зоне, округа Ерика и Элко, Невада (данные Newmont Gold Company).



**Рис.3.** Положение минерализации в золоторудных месторождениях карлинского типа относительно напластования вмещающих толщ: а - стратифицированная метасоматическая минерализация рудника Карлин; б - положение богатых жильнообразных залежей в минерализованной структуре рудника Бутстрап; в - наклоненные на восток стратиформные рудные залежи зоны Дип Вест и структурный шток Майн месторождения Голд Куарри (по материалам Newmont Gold Company, с дополнениями).

1 - четвертичные аллювиальные отложения; 2 - сульфидная брекчия; 3 - третичные кварцевые порфиры; 4 - сланцы и кварциты ордовика; 5 - девонская формация Попович: слоистые доломитистые известняки, редкие пласты доломитов; 6 - нижнесилурийская формация Робертс Маунтинс: глинистые и доломитистые алевролиты; 7 - золоторудная минерализация: бедные (а) и богатые (б) руды.

В то же время в районе Карлин широко распространены не минерализованные известняки с ОВ. Микроскопические исследования показали, что ОВ (битумы) имеет миграционную (нефтяную) природу и находится в виде

вкрапленности микронного размера, рассеянной среди интерстициального глинистого материала.

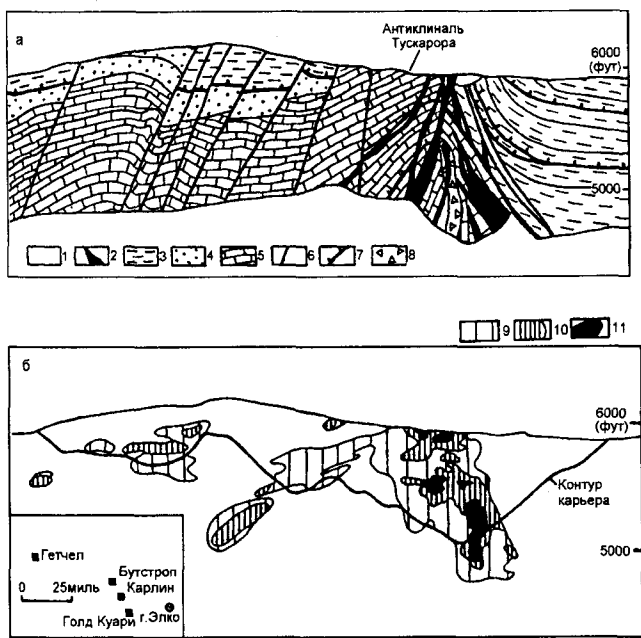
Основные сульфидные минералы, отложившиеся вместе с золотом - пирит, стибнит, реальгар, киноварь. Кроме того отмечаются самородный мышьяк, аурипигмент, галенит, сфалерит, иорданит, теннантит.

Гидротермальные изменения заметны в породах лежачего бока в виде окварцевания. Эллиптические ядра окварцованных пород окаймляются кремнисто-пиритовой зоной. В целом же на месторождении отмечается четыре процесса: декarbonатизация, аргиллизация, окварцевание и кальцитизация.

Золотая минерализация месторождения Карлин интерпретируется как эпигенетическая низкотемпературная, сформировавшаяся в условиях низкого давления вдоль глубинных каналов циркуляции вод термальных источников. Горячие воды источников района Стимбот-Спрингс отлагают минералы Hg, Sb, Au, Ag и др. и производят изменения такого же типа, как на месторождении Карлин. Золото и ртуть высаживались из растворов при реакциях с углеродистым материалом, образуя золотоорганические и золото-ртутьорганические соединения [8].

Главные этапы формирования месторождения следующие. 1 - отложение формации Винини, Робертс-Маунтинс и Попович (рис. 3,4); 2 - образование надвигов; 3 - меловая интрузивная деятельность и последующая деформация; 4 - жильная и метасоматическая полиметаллическая минерализация; 5 - гидротермальное изменение пород и отложение золота; 6 - эпитермальное окварцевание; 7 - гипергенные процессы, выветривание и окисление.

Месторождение Голд Куарри, расположенное в 20 км к ЮВ от Карлин, также приурочено к куполовидному поднятию. По запасам руды и золота это наиболее крупный объект в карлинской структуре. Рудная залежь (рис.3) приурочена к ордовикской толще алевролитов, сланцев, песчаников, известковистых алевролитов и кремней и снизу ограничивается терригенно-карбонатными породами силура (формация Робертс Маунтинс). Простираение залежей меридиональное, падение на восток 45-50°. Породы брекчированы и окварцованы до кварцитов. Последовательность изменений: окварцевание, аргиллизация и алунитизация, локальная березитизация. До глубины 120-200 м руды окислены. Золото (частицы величиной 1-10 мкм) и золотоносные сульфиды находятся в окварцованных алевролитах и аргиллитах в интерстициях между зернами аморфного кварца. Оруденение третичное. Считается, что гидротермальная система характеризовалась глубокой циркуляцией метеорных вод, движимых нижележащим источником тепла. В геотектоническом отношении месторождение находится в зоне перехода между системами миогеосинклинального и эвгеосинклинального развития [3].



**Рис.4.** Геологический разрез (а) и распределение золота в рудных столбах (б) месторождения Блю Стар-Генезис, район Карлин, Невада. По материалам Newmont Gold Company, с дополнениями.

1 - третичные отложения; 2 - дайки порфиров; 3 - формация Винини, ордовик: кремнистые, углисто-глинистые сланцы, кварциты, линзы известняков; 4 - формация Родео Крик, карбон (?): сланцы, кварциты; 5 - формация Попович, девон: доломитистые известняки, доломиты; 6 - сбросы; 7 - надвиги; 8 - зона брекчий; 9-11 - содержание золота в г/т по данным эксплуатационных и разведочных работ: 9->0,7; 10->1,1; 11->2,8.

Месторождение Блю Стар, расположенное в 6 км к СЗ от Карлин, отличается четкой приуроченностью золотых руд к крупной приразломной антиклинали Тускарора (см. рис.4), прорванной серией дайкообразных тел порфиров, с которыми пространственно сближены наиболее богатые рудные столбы. Оруденение локализовано в карбонатной толще формации Попович в лежащем боку надвига Робертс Маунтинс. На месторождении Бутстрап (рис.3) золоторудные тела также локализованы в зоне надвига терригенных пород (экран) на карбонатные. На месторождении Маунтин-Сити рудовмещающие палеозойские толщи прорваны меловыми дорудными кварцевыми монзонитами, но золотое оруденение связывается с палеогеновыми (36-39 млн лет) вулканами: туфами, пиритизированными андезитами, дацитами, игнимбритами.

Перечислим наиболее важные особенности локализации оруденения карлинского типа. Это:

- принадлежность региональной структуры к области мезозойско-кайнозойской тектономагматической активизации;

- положение рудного района в долгоживущей (начиная с поздней юры) региональной структуре глубинного разуплотнения;

- пересечение складчатой структуры Кордильер поперечной зоной дислокаций (разлом Снейк);

- карбонатная и углеродистая среда рудообразования;

- локализация оруденения в куполовидных структурах и антиклиналях под геологическими экранами алевропелитовых пород;

- оптимальные условия просачивания рудоносных растворов;

- благоприятный эрозионный срез рудоносных структур (уровень порфировых интрузий, даек);

- специфичный геохимический спектр руд: золото - ртуть мышьяк - сурьма - таллий при положительной корреляции между золотом и ртутью и высоким золото-серебряном отношении [5].

- тонковкрапленный тип руд с микроскопическим золотом. Такие руды плохо отличаются от вмещающих пород и часто пропускаются при поисках. В публикациях за пятидесятые годы об оруденении карлинского типа нет упоминаний.

Месторождения карлинского типа выделяются также в Китае в провинциях Шанси, Гуйчжоу и Хунань [5]. Как и в Неваде, они локализованы в карбонатных толщах и характеризуются тонкодисперсным золотом в ассоциации с киноварью, пиритом, антимонитом, самородным серебром, реальгаром, аурипигментом, арсенипиритом и теннантитом. Среди нерудных минералов преобладают кварц, доломит, барит, глинистые минералы.

Аналогии невадийским структурам и месторождениям следует искать в областях мезо-кайнозойской тектономагматической активизации восточной окраины России в краевых частях структур с интенсивным глубинным разуплотнением: на Алданском щите, в срединных массивах: Буреинском, Колымском, Омолонском, Чукотском, Охотском; на участках развития карбонатных комплексов (в особенности доломитов) с покрышкой из силикатных пород, прорванных в куполовидных структурах малыми интрузиями и дайками субвулканического и гипабиссального уровня, но удаленных от гранитоидных батолитов.

Максимальное сходство с невадийскими объектами наблюдается в Курун-Уряхском золотоносном узле, расположенном на крайнем юге Южноверхоанской золотоносной зоны. Золотое оруденение здесь приурочено к антиклинальной структуре, в ядре которой обнажены терригенные и карбонатные породы венда и нижнего кембрия, а на крыльях развиты преимущественно терригенные толщи верхоанского комплекса (карбон, пермь). В направлении север-юг структура пересекается крупным дорудным Минорским разломом, вдоль которого породы метаморфизованы (цеолитовая, до зеленос-

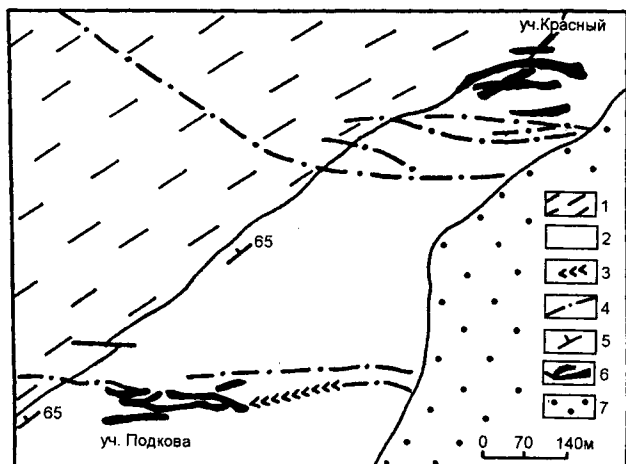


Рис.5. Схематическая геологическая карта Тас-Юряхского рудного поля (по Ю.Н. Родионову, с упрощениями).

1 - алевролиты (Є<sub>1</sub> ps); 2 - доломиты (Vjd); 3 - дайки лампрофиров; 4 - дайки диабазов; 5 - залегание вмещающих толщ; 6 - рудные тела; 7 - четвертичные отложения.

ланцевой, фация). Глубинная структура района определяется региональным минимумом силы тяжести (-44 мгл) меридионального простирания, который в районе золотоносного узла круто поворачивает к ВЮВ. Гранитоидные батолиты и штоки мелового возраста расположены в 10-15 км к востоку. В золотоносном районе проявлены лишь дайки основных пород и лампрофиров.

Наиболее изучено Тас-Юряхское месторождение, приуроченное к крутопадающей (60-65°) зоне разлома СВ простирания, осложняющего контакт алевролитов пестроцветной свиты нижнего кембрия (геологический экран) с нижележащими доломитами усть-юдомской свиты венда (рис.5,6). Породы прорваны дорудными дайками слюдястых роговообманковых лампрофиров и габбро-диабазов СВ и широтного простирания. Абсолютный возраст биотита лампрофиров 116-119 млн лет (К-Аг метод, Г.К.Шнай, 1991 г.). Дайки иногда каолинизированы.

На рудном поле выделяется два продуктивных участка: зоны Красная и Подкова. В зоне Красной развиты золото-гидрослюдисто-кварцевые руды, образующие лентовидные тела в зоне контакта доломитов и алевролитов мощностью до нескольких десятков метров. Руда представляет собой дезинтегрированные кварцевые метасоматиты, либо окварцованные доломиты и алевролиты. Кварцевые метасоматиты имеют брекчиевый облик. Обломки кварца и доломита сцементированы тонкозернистым кварцем с гнездами серицит-гидрослюдистого и каолинистового состава. Вмещающие алевролиты аргиллизированы и тонко пиритизированы, а доломиты перекристаллизованы, брекчированы, содержат тонкую сеть прожилков кварцевого и кальцит-кварцевого состава.

В зоне Подкова развиты золото-кварц-карбонатные руды, локализованные в висячем боку дайки слюди-

стых лампрофиров. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления (мощностью первь. метры) доломитов с тонкими прожилками кварц-серицит-хлорит-гидрослюдистого, серицит-гидрослюдисто-каолинистового состава, местами руды брекчированы и интенсивно окварцованы. Обломки окварцованных доломитов сцементированы тонкозернистым кварцем с примесью серицита и каолинита с тонкой сыпью сульфидов.

Руды месторождения окислены, первичные рудные минералы сохранились в виде реликтов в агрегатах вторичных минералов. Обнаружены: пирит, арсенопирит, халькопирит, редко - галенит, блеклые руды, сфалерит, полибазит-пирсеит, марказит. Их содержание в первичных рудах, вероятно, составляет 5-8%. Au : Ag = 2:1. Золото в рудах микроскопическое (2-10 мкм, редко до 20-40 мкм), проба 950-970 (зона Красная) и 845-875 (зона Подкова). Кроме золота и серебра в рудах содержатся повышенные количества мышьяка (до 0,8%), свинца (до 1%), а также цинка, меди, иногда сурьмы и ртути. Золото из руд извлекается цианированием (92-95%), из кусковой руды 87-92% (за 70 суток).

К карлинскому типу можно условно отнести месторождения Куранахского рудного поля, которые эксплуатируются с пятидесятих годов и хорошо изучены

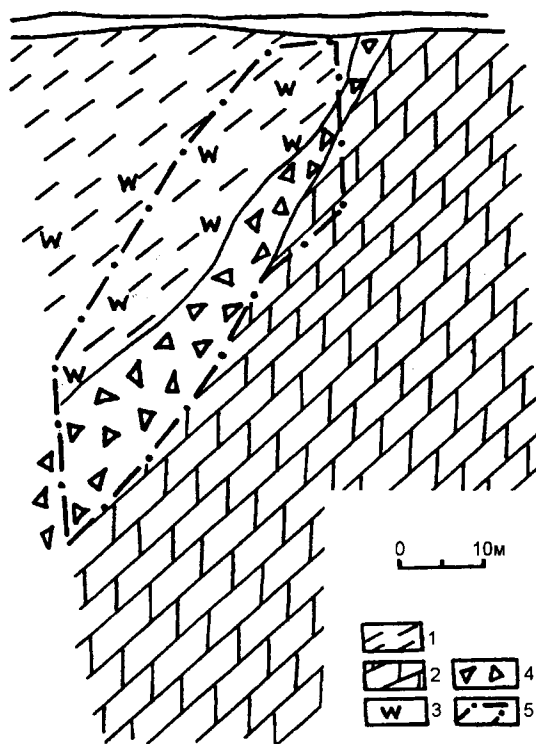


Рис.6. Месторождение Тас-Юрях. Разрез по буровому профилю 9 (по В.Н. Бутвину, с упрощениями).

1 - аргиллиты, алевролиты; 2 - доломиты; 3 - каолинит-серицит-гидрослюдистые изменения; 4 - гидротермально-тектонические брекчи; 5 - контур рудного тела с запасами по категории С<sub>1</sub>.

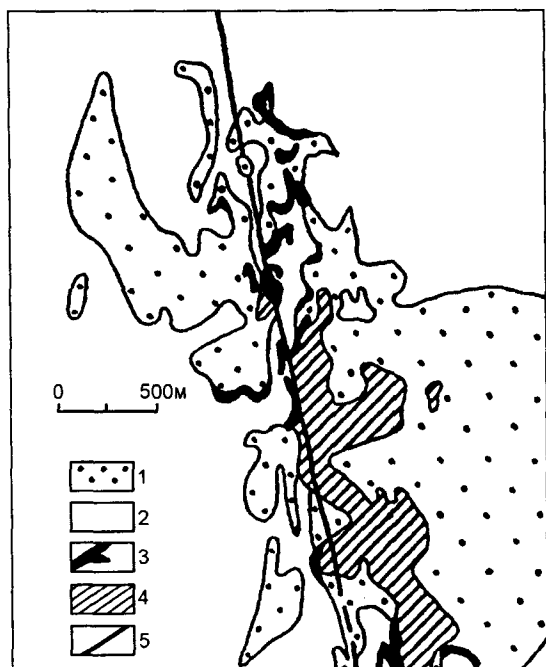


Рис.7. План Порфиривого месторождения Куранахского рудного поля (по материалам ПО «Якутгеология»).

1 - юрские песчаники; 2 - карбонатные породы нижнего кембрия; 3 - выходы рудных залежей на поверхность; 4 - контуры рудных тел на глубине; 5 - дайка лампрофиров.

(А.Н. Кукс, Л.В. Разин, И.С.Рожков, Ю.С. Маслов, А.Н. Казаринов, И.И. Силин, А.Н. Угрюмов и др.) [4]. Они представлены здесь залежами рыхлых охристо-глинистых образований, залегающих на неровной закарстованной поверхности карбонатных пород унгелинской и курторгиновой свит на контакте с перекрывающими нижнеюрскими песчаниками юхтинской свиты (рис. 7,8). Выделяются близмеридиональные зоны сосредоточения рудных тел, совпадающие с зонами трещиноватости и дайками лампрофиров. В первичных рудах золото локализовано в метасоматитах кварцевого и кварц-калишпатового состава, развившихся за счет пород кембрия и юры, а отчасти и вдоль контактов даек керсантитов. Выделяются существенно адуляровые метасоматиты раннего непродуктивного этапа и метасоматиты высокопродуктивной стадии с рисовидным кварцем. Содержание пирита в таких породах достигает 5-10 и даже 50-60%. В ассоциации с пиритом встречаются марказит,

самородные золото, серебро и висмут, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит. Рудоносные тела имеют форму лентообразных залежей протяженностью до 2-5 км, шириной 50-800 м и мощностью 10-20 м при содержании золота 5-7 г/т. Общая длина рудного поля 30 км, ширина 5-10 км. Основная масса золота в рудах представлена агрегатами тончайших частиц величиной 0,0006 мм и пробой 900-923. Средняя проба первичного золота 800-850.

Центрально-алданский район, включающий Лебединое и Куранахское рудные поля, фиксируется крупным локальным минимумом силы тяжести, причем Куранахское рудное поле ассоциирует с менее интенсивной аномалией глубинного разуплотнения, чем Лебединое (-40 мгл против -60-70), расположенное южнее и пространственно сближенное с гипабиссальными интрузиями алданского комплекса.

На Алданском щите к зоне контакта терригенной юры и карбонатного кембрия приурочены многочисленные золоторудные проявления куранахского типа. Например, в Среднеамгинском районе (рис.9) они широко распространены в междуречье Алдана и Амги и представлены золотоносными (0,5-1 г/т) лимонитизированными брекчиями окварцованных карбонатных и терригенных пород с включениями реликтовых зерен пирита и халькопирита. В единичных штуфах содержание золота достигает 6-9 г/т (В.А. Лавринович, 1962 г.). Повышенные количества золота связаны с проявлениями микрокварцитов ожелезненных брекчий, эрозивный срез рудоносных структур здесь незначительный - не обнажен фундамент, отсутствуют субвулканические интрузии, почти нет даек. Морфология предполагаемых рудных тел пластовая, поэтому для их обнаружения требуется картировочное и поисковое колонковое бурение.

В Ломамском районе на уч.Эхюнда широко развиты пиритовые метасоматиты на контакте карбонатных пород тумулдурской свиты (нижний кембрий) с песчаниками юры (В.Г.Амарский, 1974 г.). Метасоматиты образуют согласные и секущие тела мощностью до 10 м и длиной до 2-3 км. Содержание пирита в них от 3-5 до 30-38%, содержание золота до 3,2 г/т. В зонах окисления такие породы превращены в лимонитовые руды.

В Верхнеамгинском районе гематитизированные и лимонитизированные брекчии залегают в контакте юхтинских песчаников (юра) с доломитами унгелин-

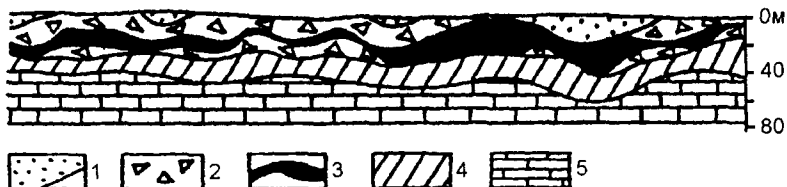


Рис.8. Продольный геологический разрез рудной залежи месторождения Северного Куранахской группы (по В.А. Ксензу и И.И.Силину).

1 - юрские песчаники; 2,3 - золотоносная залежь: пестроцветная глинисто-песчаная масса с включениями боковых пород и кварцевых метасоматитов с бедными (2) и кондиционными рудами; 4 - остаточная кора выветривания; 5 - карбонатные породы курторгиновой и унгелинской свит нижнего кембрия.

кой свиты (нижний кембрий). Брекчии представлены обломками окварцованных доломитов и разрушенных песчаников с железисто-карбонатным цементом. Содержание золота в породах до 2,9 г/т, в одном случае до 11,8 г/т (В.И.Лядин, 1964 г.).

В Учурском золотоносном районе также возможно обнаружение оруденения карлинского типа на площадях, удаленных от интрузий алданского комплекса: в доломитах юдомской (венд) и ципандинской (рифей) свит, в виде послонных зон окварцевания и сульфидизации. Здесь выделяется две перспективные площади: придолинная часть р. Учур и истоки р. Омня (уч., Нижнеюнский) и правобережье р. Май в районе пос. Джигда (уч. Джигдинский), где имеются интересные геофизические аномалии (локальные гравитационные минимумы), благоприятные стратиграфические горизонты (экранированные карбонатные толщи) и проявления лимонита, гематита, окварцованные породы и признаки полиметаллического оруденения, локализованные в доломитах ципандинской свиты, а также в карбонатных породах и аргиллитах лахандинской (рифей) свиты. Наиболее интересен район большого кривуна р. Май к СВ от устья р. Маймакан, где в контурах крупного локального минимума силы тяжести отмечены слабые дислокации пластов (наклон до 7°), дайки диабазов и окварцованные породы.

В Северобуреинской золотоносной зоне на карлинский тип оруденения интересен Уруша-Ольдойский район, где в ядре крупной антиклинали ВСВ простираются обнажены дислоцированные терригенно-карбонатные толщи большой мощности (более 1 км), тектонически нарушенные мезозойской ТМА. Это область глубинного взаимодействия локальной структуры разуплотнения (-30-40 мгл) с фемической массой. По левобережью р. Уруши, где девонская толща прорвана гипабиссальным массивом мезозойских гранитоидов с повышенной намагниченностью, отрабатывались небольшие россыпи золота. Уч. Урушинский (рис.9) на рудное золото фактически не изучался, он легко доступен.

Из-за невыразительности карлинских руд уникальный золотоносный район в Неваде был обнаружен лишь в шестидесятые годы, хотя россыпи там были известны с 1907 г. Это обстоятельство следует учитывать при анализе геологических обстановок иных районов. В этой связи заслуживает внимания вся зона контакта терригенно-карбонатных пород Сетге-Дабанского перикратонного прогиба с терригенными толщами Верхоянского синклиория. При этом необходимо отдавать предпочтение участкам фиксирующимся в гравитационном поле минимумами силы тяжести; приуроченным к антиклиналям и поднятиям; сложенным карбонатными по-

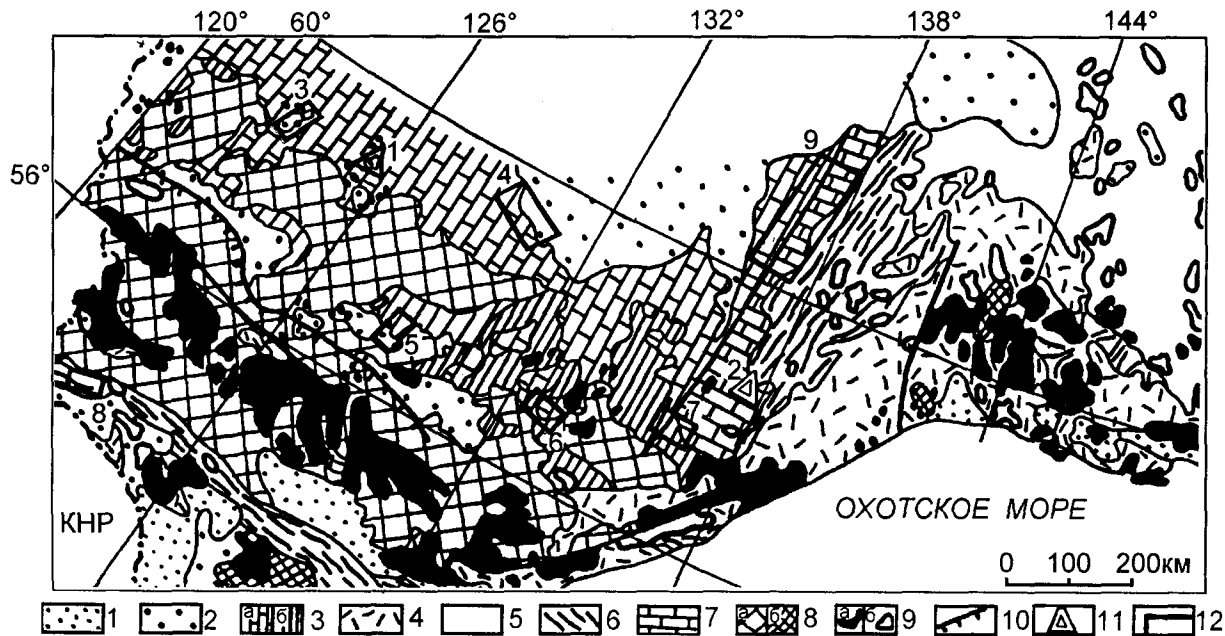


Рис.9. Геолого-тектоническая схема Дальнего Востока России.

1-4 - плитные комплексы: 1 - кайнозойские терригенные рыхлые, 2 - мезозойские терригенные, 3 - палеозойские и рифей-кембрийские карбонатные (а) и терригенные (б); 4 - мезозойские (J-K) вулканогенные образования среднего и кислого состава. 5-9 - геосинклинальные комплексы: 5 - позднермские и раннемезозойские терригенные, 6 - палеозойские терригенные и терригенно-кремнисто-вулканогенные, 7 - рифей-кембрийские карбонатные (краевой прогиб), 8 - раннедокембрийские метаморфические Алдано-Станового шита (а), докембрийские и раннепалеозойские метаморфические, гранитоиды срединных массивов (б), 9 - мезозойские и кайнозойские гранитоиды магнитные (а), немагнитные (б); 10 - разломы; 11 - золоторудные месторождения карлинского типа: Куранахское (1) и Тас-Юряхское (2); 12 - участки, перспективные на карлинский тип оруденения: 3 - Верхнеамгинский, 4 - Среднеамгинский, 5 - Ломамский, 6 - Нижнеюнский, 7 - Джигдинский, 8 - Урушинский, 9 - Горностахская площадь.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Гравиметрическая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса/Гл. ред. Л.И. Красный, В.В. Федынский. 1:30000000. М.: Аэрогеология, 1978.
2. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М.: ИЛ, 1961. 297 с.
3. Константинов М.М. Некоторые вопросы геологии золоторудных месторождений США//Отеч. геология. 1992. № 7. С. 3-11.
4. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 358 с.
5. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Владивосток: Дальнаука, 1993. 227с.
6. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада//Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т.П. С.590-624.
7. Шер С.Д. Металлогения золота. (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 293 с.
8. Radtke Arthur S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // US Geol.Surv.Protesa. Pap. 1985. VI. No 1267. 124 p.
9. Taylor A.P. Geology of the Alligator Ridge gold deposits, Nevada, U.S.A.//Geol.Real World. Kingsley Durham Reunion. London, 1986.

родами (лучше доломитами, черными углеродистыми известняками и др.), залегающими под геологическими экранами; с наложенными дислокациями мезо-кайнозойского возраста и прорванными интрузиями и дайками субвулканического и гипабиссального уровней; с известными проявлениями рудной, либо россыпной золотоносности. Подобные геологические обстановки возможны, например, в пределах Горностахской антиклинали (Горностахская площадь, данные Ян-Жин-Шина, В.П.Леонова и др.) (см. рис.9).

В соответствии с перечисленными выше особенностями локализации золотого оруденения карлинского типа, металлогеническому анализу должны быть подвергнуты обширные территории Дальнего Востока. К ним относятся все терригенно-карбонатные структуры Южно-верхоянского синклиория, Малого Хингана, Сеттэ-Дабанского перикратонного прогиба, Алданского щита, Монголо-Охотской складчатой области, удаленные от гранитных батолитов, но сопряженные с региональными минимумами силы тяжести.

Автор благодарит В.Г. Вологина за предоставленные материалы (Newmont Gold Company) по месторождениям карлинского типа Невады.

Поступила в редакцию 20 апреля 1997 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

*L.V.Eirish*

### The perspectives of detecting Karlin-type deposits in Russia's Far East

Brief characteristics of the Karlin, Gold Quarry, and other deposits are given. The most prominent metallogenic features of their localization are emphasized: confinement of the regional structure to the areas of Mesozoic-Cenozoic tectono-magmatic activation registered by the global and regional gravity minima; traverse of the fold structure by the transversal deformation zone; ore-forming carbonate and carbonic environment; localization of ore mineralization in dome-like structures and anticlines beneath the geological units of impermeable siltstone-pelitic rocks; fine-impregnated ore type and microscopic size of gold shows; and optimal erosional section of ore-bearing structures. In view of the above specific features, areas with Karlin-type (or close to it) gold mineralization potential were distinguished: in the South Verkhoyansky synclinorium and in the Sette-Dobansky pericratonic trough, in the superimposed troughs of the Aldan shield, in the Devonian terrigenous-carbonate unit in the west of the Mongol-Okhotsk area.

## ВОЗРАСТ СЕРЕБРЯНОГО И ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КЭНСКОЙ ПЛОЩАДИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

*Д.И. Колесников, Ю.П. Шергина, М.И. Розинов, Н.Г. Шатков, Г.С. Шкорбатова*

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

Приведены результаты изучения соотношения даек риолитов с рудными телами: Получены изотопно-геохронологические Rb-Sr данные для рудовмещающих риодацитов наяханской свиты ( $90,8 \pm 2,3$  млн лет), риолитов дайкового комплекса ( $80,9 \pm 1,1$  млн лет) и метасоматитов, сопровождающих серебряно-полиметаллическое и оловянное оруденение на месторождениях Кэнской площади. Обосновываются два этапа промышленного оруденения: серебро-полиметаллический  $88 \pm 2,1$  млн лет и оловянный  $75,7 \pm 3,6$  млн лет.

Проблема возраста оруденения – одна из ключевых при металлогенических построениях любого ранга. Для Охотско-Чукотского вулканического пояса ситуация осложняется исключительным разнообразием проявлений эндогенной активности, с которой связано формирование рудных объектов. На Кэнской площади распространены серебро-полиметаллические и олово-серебряные месторождения, особенности геологического строения которых позволяют установить возрастные соотношения серебро- и оловосодержащих руд. Использование же изотопно-геохимических методов дает возможность уточнить возрастные рубежи их формирования.

Кэнская площадь находится в центральной части Балыгычано-Сугойского вулканогенного прогиба ( $K_1 - K_2$ ). Строение площади (рис. 1) определяют позднемиоценовые экструзивно-купольные вулканические структуры диаметром 7-12 км, центральные части которых занимают штоко- и лакколитоподобные экструзивно-субвулканические массивы риодацитов [6]. В краевых частях вулканических структур и за их пределами развиты риодациты покровной фации наяханской свиты. В вулканоструктурах размещены серебро- и оловосодержащие рудные тела.

Особенностью строения площади является распространение роев даек риолитов и андезибазальтов, поперечных по отношению к структурным элементам Балыгычано-Сугойского прогиба. Дайки образуют два сближенных пояса северо-восточного и субширотного простирания протяженностью до 20 км. Они размещены, главным образом, в пределах прогиба, лишь на западе распространяясь в породы нижнего структурного яруса. Длина даек составляет от первых сотен метров до 5 км. Мощность – первые метры, в раздувах до 15-30 м. Контакты прямолинейные, четкие; падение близко к вертикальному. К разрывным нарушениям, контролирующим размещение даек, приурочены

небольшие штоки риолитов овальной в плане формы. Пояса даек протягиваются через месторождения Мечта и Малый Кэн, где рудные тела имеют меридиональное простирание.

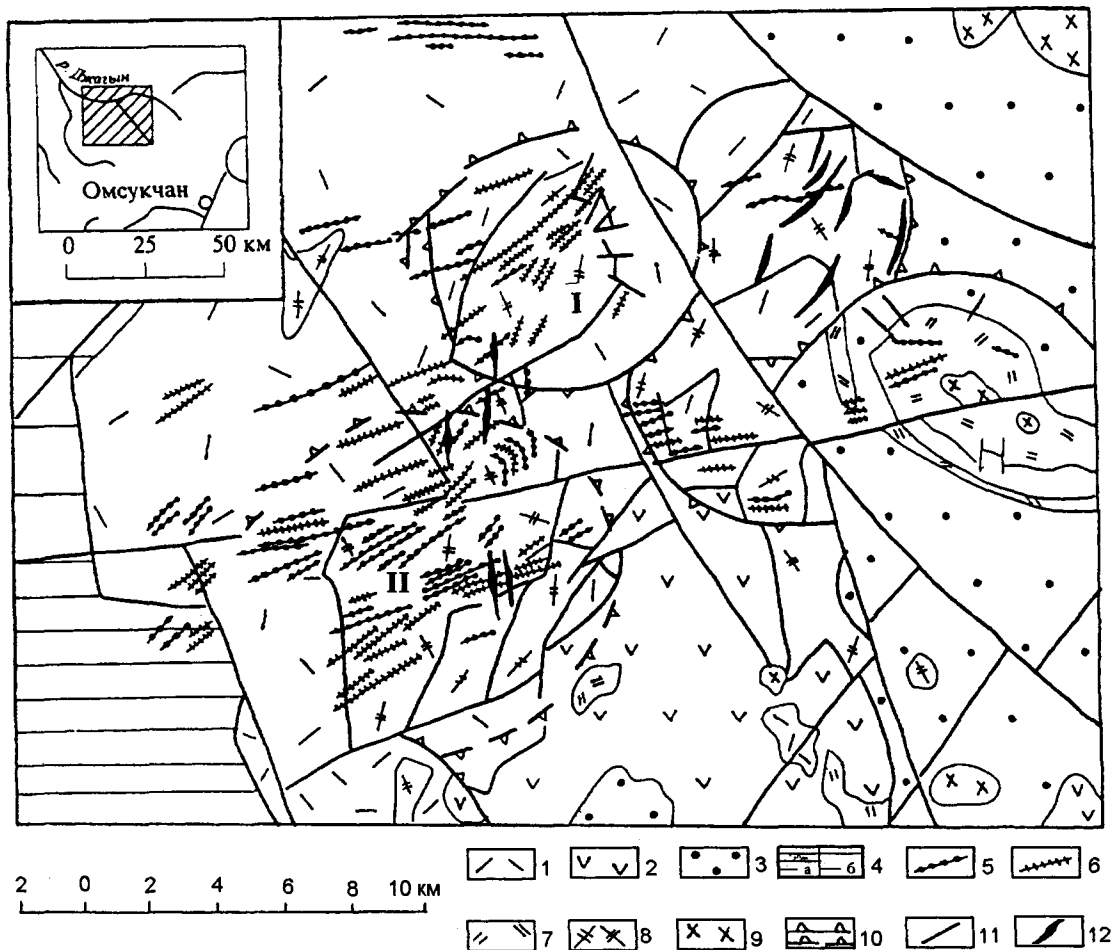
### СООТНОШЕНИЕ ДАЕК И ОРУДЕНЕНИЯ

На месторождении Мечта серебросодержащие кварц-хлорит-сульфидные (галенит, сфалерит) жильные тела и минерализованные зоны дробления сопровождаются полями метасоматических изменений. К геологическим доказательствам дайкового возраста оруденения, полученным при детальной разведке А.М. Васильевым, Л.М. Лейбовой, В.Е. Наталенко, В.Д. Ткаченко и другими, относятся усложнение морфологии даек при пересечении рудных тел, образование заливов вдоль рудных тел, расщепление их на кулисы и изолированные участки. По разломам, использованным дайками, рудные тела и зоны изменений смещены в широтном направлении до 250 м. Дополнительная информация о соотношении оруденения и даек была получена нами при изучении характера вторичных изменений рудовмещающих пород и даек [4].

Эпигенетические преобразования рудовмещающих полифировых риодацитов развивались в следующей последовательности:

1 - гидрослюдизация, 2 - карбонатизация, 3 - мусковитизация, 4 — биотитизация, 5 - турмалинизация, 6 - хлоритизация.

Гидрослюдизация обладает зональностью относительно рудных тел. Внутренняя зона изменений характеризуется полным растворением фенокристаллов плагиоклаза и калий-натриевого полевого шпата, замещением образующихся пустот кварцем, гидрослюдой, сульфидами. Ширина зоны вкост рудных тел составляет от первых десятков до сотни метров. Во внешней зоне изменений неустойчив только плагиоклаз, который деанортитизирован и частично замещен кварцем,



**Рис. 1.** Схема геологического строения Кэнской площади (составлена по материалам Р.Б. Умитбаева [6], С.И. Филатова, М.Б. Лапина).

1 - риодациты наяханской свиты,  $K_2$ ; 2 - андезиты таватумской свиты,  $K_{1,2}$ ; 3 - аргиллиты, алевролиты омсукчанской свиты,  $K_1$ ; 4 - аргиллиты, алевролиты, песчаники верхоянского комплекса,  $T_3-J_3$ ; в пределах Балыгычанского поднятия (а), Сеймчано-Сугойского синклинория, (б); 5,6 - дайки: 5 - риолитов,  $K_2$ , 6 - базальтов,  $K_2-P(?)$ ; 7 - субвулканические тела и экструзии афировых риолитов,  $K_2$ ; 8 - экструзивно-субвулканические массивы полифировых риодацитов,  $K_2$ ; 9 - интрузии диоритов, диоритовых порфиритов,  $K_{1,2}$ ; 10 - границы вулканоструктур: (а) установленные, (б) предполагаемые; 11 - разломы; 12 - рудные тела. Вулканоструктуры: I - Мечтинская, II - Мало-Кэнская.

гидрослюдой, кальцитом. Первичные темноцветные минералы хлоритизированы. Размеры внешней зоны соизмеримы с размерами рудного поля. Дайки рассекают зоны околорудных гидрослюдистых изменений.

Более поздние эпигенетические изменения в полном объеме прослежены как в рудовмещающих полифировых риодацитах в зальбандах жильных рудных тел и метасоматитах внутренней зоны, так и в дайках и штоке риолитов. В последних они проявлены в меньшей степени по сравнению с рудовмещающими риодацитами. Максимальные изменения пород субвулканического комплекса приурочены к участкам пересечения даек и штока с рудными телами. Форма проявления прожилковая (кальцитовые, кварц-кальцитовые, кварц-серицитовые, хлоритовые прожилки) или рассеянно-вкрапленная (порфиробласты турмалина, муско-

вита, биотита). Геохимическая специфика таких изменений проявляется в обогащении пород Sn, Cu, Zr.

Дайки андезибазальтов пересекают дайки риолитов. Изменения пород резко контрастируют на фоне разнообразных изменений риолитов и ограничены развитием кальцит-хлоритовой ассоциации.

Месторождение Малый Кэн расположено в 5 км к югу от месторождения Мечта в центральной части Мало-Кэнской вулканической структуры. Оруденение также сосредоточено в рудных зонах, представляющих собой серии сближенных рудных тел, окаймленных ореолами гидротермальноизмененных пород, но его профиль определяет оловянная минерализация касситерит-силикатного (с хлоритом) типа [7,8]. Для наиболее детально изученной рудной зоны I, участок Паук, установлено кулисообразное расположение рудных тел в

виде пучка с единой корневой системой. Продуктивные на олово минеральные ассоциации тяготеют к глубоким частям кулис, а галенит-сфалеритовая ассоциация с повышенными содержаниями серебра приурочена к фронтальным и фланговым частям кулис. Дайки андезибазальтов, по мнению всех исследователей месторождения, являются послерудными. Соотношения даек риолитов с оловорудными телами спорны.

При изучении метасоматических изменений рудовмещающих полифировых риодацитов нами было обращено внимание на их принципиальное сходство с метасоматитами серебро-полиметаллических месторождений. Оно заключается в закономерной смене зоны растворения фенокристаллов плагиоклаза и калий-натриевого полевого шпата зоной, в которой неустойчив только плагиоклаз. Однако, центральное место в метасоматической зональности занимают мощные зоны (до 12 метров) тектонической и химической дезинтеграции, в которых и размещено оловянное оруденение. В зоне дезинтеграции метасоматические породы превращены в агрегат частиц микронных размеров. Латеральная неоднородность проявлена в обогащении краевых частей гидрослюдой до образования мономинеральных скоплений. Осевая часть зоны сложена брекчией кварца с кварц-гидрослюдистым цементом. В ней максимально проявлены поздние кварц-кальцитовая, кварц-серицитовая и продуктивная на олово кварц-хлоритовая ассоциации. Специальное петрографо-минералогическое изучение зон дезинтеграции на этом и ряде других месторождений позволяет рассматривать их как зоны окисления серебро-полиметаллических жильных тел и околожильных метасоматических пород, подвергшиеся тепловому воздействию [3].

Установлено, что дайки риолитов пересекают зональные ореолы метасоматических изменений и зоны дезинтеграции. На участках пересечения с оловорудными телами в дайках развиты минеральные ассоциации, сопутствующие отложению касситерита. Они распространены в виде редких тонких кварц-кальцитовых, хлоритовых, серицитовых прожилков, несогласных ориентировке флюидалности, или в виде агрегатов линейно-полосчатой текстуры. Лишь в отдельных образцах содержание серицита достигает 2%. Акцессорные минералы - апатит, ортит, эпидот, пирит. В двух образцах риолитов с хлоритовыми прожилками обнаружены высокие содержания олова (600 и 2000 г/т при фоне 4-30 г/т). Эти наблюдения, а также установленные при разведочных работах факты увеличения на контактах с дайками мощности рудных тел и содержаний олова [8], являются свидетельствами экранирования дайками рудоотложения.

Таким образом, внедрение даек риолитов разделяет во времени две стадии оруденения и метасоматоза. Локализация серебро-полиметаллических руд внутри ореолов изменений, существование геохимической зональности этих ореолов с периферическими участками выноса серебра, свинца, цинка, выклинивание рудных

тел и зон околорудных изменений с глубиной, специализация на серебро вулканических пород [4] - все это свидетельствует в пользу метасоматической модели формирования оруденения. Проявление минерализации касситерит-силикатного типа отделено от предыдущей стадии периодом дробления и окисления серебро-полиметаллических руд, внедрением даек риолитов.

#### ДАТИРОВАНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩИХ РИОДАЦИТОВ И ДАЕК РИОЛИТОВ

Возраст рудовмещающих риодацитов был определен ранее К-Аг методом в 75-81 млн лет [1]. Для риолитов дайкового комплекса был получен тем же методом широкий диапазон датировок - от 53-67 млн лет (материалы С.И.Филатова в [8]) до 80 млн лет [5]. В то же время, характер изменений риолитов на описанных месторождениях имеет черты прогрессивного температурного воздействия на них гранитных интрузий, скрытых на глубоких горизонтах. На смежных площадях оловоносные граниты прорывают вулканические образования наяханской свиты и их возраст датируется поздним мелом - 77-80 млн лет [1].

Определение возраста пород выполнялось нами Rb-Sr методом. Rb и Sr выделены из проб (после их разложения смесью кислот HF и HNO<sub>3</sub>) на колонках с ионообменной смолой Дауэкс 50x8. Для удаления карбонатов пробы обрабатывались 0.5 н HCl (1:10). Содержания Rb и Sr определены методом двойного изотопного разбавления с погрешностью +1% и меньше. Измерения изотопного состава Rb и Sr выполнено на масс-спектрометре МИ-1201Т, ошибка определения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr составляла +0.05% и меньше. В качестве эталона использован стандарт SRM 987. Содержания Rb и Sr в холостом опыте, как правило, составляли 4-5 нг Sr и 1-2 нг Rb. Расчет изохрон был выполнен на ЭВМ типа IBM-PC по программе Isoplot. Все аналитические ошибки и погрешности в определении возраста и первичного изотопного состава стронция (Sr<sub>0</sub>) приведены с доверительным интервалом 0.95 (2S).

Степень измененности пород контролировалась изучением шлифов. Для датирования риодацитов отбирались наименее измененные породы из рудоконтролирующих экстрезивных массивов на периферии рудных участков или за их пределами. Породы отличаются массивная текстура и полифировая структура. Основная масса имеет фельзитовую структуру. Фенокристаллы кварца и полевых шпатов размером до 0.8 см, как правило, хорошо огранены и не затронуты изменениями. Одиночные фенокристаллы биотита сохраняются реже и обычно замещены хлоритом. Риодациты характеризуются нормальной щелочностью (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O - 7.0-7.5 мас.%), отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O близко к 1. Содержания Rb и Sr в породах близкие и на Rb-Sr диаграмме (рис. 2) образуют компактную группу точек. Rb/Sr отношение низкое. Извлеченные из пород фракции смесей ортоклаза и олигоклаза лишь незначительно обогащены Rb по сравнению с породами. Из пород также

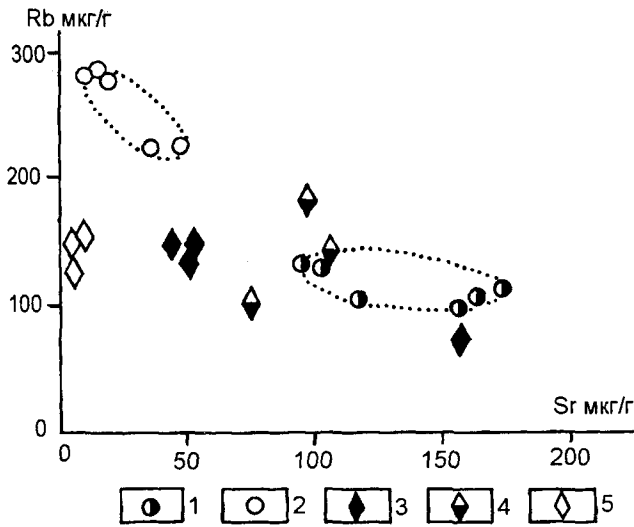


Рис. 2. Содержание рубидия и стронция в вулканитах и метасоматитах.

1 - риодациты; 2 - риолиты из даек; 3-5 - метасоматиты по риодацитам: 3 - кварц-гидрослюдистые, 4 - кварц-кальцит-серицитовые, 5 - кварц-мусковитовые.

выделены монофракция и концентраты биотита, частично замещенного хлоритом.

Материал для датировки риолитов дайкового комплекса, экранирующего метасоматические изменения, второй стадии, отобран из центральной части мощной дайки (до 20 м, месторождение Малый Кэн) и штока (месторождение Мечта) на удалении от рудных зон. Выборку составили риолиты массивной или флюидалной текстуры, спорадофировой или олигофировой структуры с фенокристаллами кварца и ортоклаза размером до 1 мм. Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом микрофельзитовой или микропйкилитовой структуры. Породы содержат повышенное количество  $K_2O$  (4.6-5.7 мас.%), преобладающего над  $Na_2O$  ( $Na_2O/K_2O$  от 1.1 до 2.1), и имеют высокое Rb/Sr отношение (рис. 2, таблица).

В результате исследования для рудовмещающих риодацитов была получена дата  $92.5 \pm 2.4$  млн лет (рис. 3а, табл.). Для риолитов дайкового комплекса получена изохрона, указывающая на время их образования  $80.9 \pm 1.1$  млн лет назад (рис. 3б).

### ДАТИРОВАНИЕ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО И ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

При подготовке материала к изотопным исследованиям основное внимание уделялось отбору образцов, которые, с одной стороны, характеризуют ту или иную стадию рудообразования, а с другой - благоприятны для изотопного исследования. Такими являются кварц-гидрослюдистый (+хлорит) и кварц-серицит-мусковитовый (+кальцит) парагенезисы. Наложение второго парагенезиса на первый сопровождается укрупне-

нием гидрослюдистых крипточастиц до 0.1-0.2 мм, редко до 0.5 мм, увеличением двупреломления, приобретением новообразованиями мусковита ярко выраженной линейной ориентировки, полному или частично замещению им хлорита. Поэтому отбор образцов осуществлялся из различных участков по простиранию рудных зон на разных горизонтах, где тот или иной парагенезис доминировал. Контроль чистоты парагенезисов осуществлялся не только петрографическим просмотром шлифов, но и микрозондовым, рентгеноструктурным, термическим анализами. Последними определялись политипы слюд, наличие редких (меньше 5%) фаз каолинита, гипса и других. Тем не менее, чистых парагенезисов выделить не удалось. Наибольшую сложность составлял отбор образцов кварц-гидрослюдистого парагенезиса.

Выделено 3 группы образцов (см. табл.). Первая группа характеризует породы кварц-гидрослюдистого парагенезиса. В них преобладает политип слюд 1М. В качестве второстепенных (меньше 20%) присутствуют и поздние минеральные фазы - кальцит и слюда политипа  $2M_1$ . Вторая группа состоит из пород кварц-кальцит-серицитового парагенезиса. В ней слюды представлены смесью политипов 1М и  $2M_1$  при преобладании последнего. Кальцит является второстепенным минералом. Третью группу составляют породы с резким преобладанием слюд политипа  $2M_1$ . Кальцит отсутствует.

Проанализированные породы первой группы образуют изохрону с возрастом  $88.0 \pm 2.1$  млн лет (рис. 3в). Удаление из пробы 1046 кальцита при воздействии на нее 10% раствора HCl не меняет положение фигуративной точки относительно изохроны, свидетельствуя тем самым о близости величины  $Sr_0$  в кварц-гидрослюдистом субстрате и позже кристаллизовавшемся кальците. Полученная дата близка к возрасту рудовмещающих вулканических пород.

Породы второй группы, в том числе и выделенный из пробы 714 кальцит, синхронны породам первой группы. Породы третьей группы, несмотря на малое количество точек, дают изохрону, позволяющую определить их возраст в  $75.7 \pm 3.6$  млн лет (рис. 3г). Полученная цифра близка к определенному нами возрасту эталонного оловоносного Лево-Омсукчанского гранитного массива ( $77.7 \pm 2.7$  млн лет, рис. 3д).

Проанализированные группы проб в целом отражают прогрессивное нарастание температуры при эпигенетических изменениях пород. Об этом, в частности, свидетельствует изменение политипа слюд [2]. Как показывает сравнение результатов анализа пород первой и второй групп, оно не приводит к нарушению равновесия Rb-Sr системы, позволяя уверенно датировать возраст вулканического серебро-полиметаллического оруденения. Образование серицита по гидрослюдам в таком случае раскрывает изохимический тепловой процесс. В породах третьей группы данная тенденция нарушена, и породы имеют аномально высокое  $Sr_0 = 0.7113 \pm 26$ , резко отличающееся от такового вулканической основы, на которую

Таблица. Рубидий-стронциевые данные для вулканитов, метасоматитов и гранитов Кэнской площади

Номер п.п.	Номер пробы	Анализируемый материал	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$\frac{Rb}{Sr}$	$\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$	$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$	Параметры изохрон
<u>Риодациты наяханской свиты</u>								
1	729	порода	115,5	174,0	0,66	1,92	0,7061	
2	729	КПШ + ПЛ	179,8	160,7	1,20	3,24	0,7086	
3	1625	порода	106,0	164,0	0,65	1,87	0,7069	
4	1625	КПШ + ПЛ	102,6	124,7	0,82	2,38	0,7075	T=90,5±2,4 млн лет
5	730	порода	130,3	96,8	1,35	3,89	0,7096	
6	732	то же	127,7	103,0	1,24	3,59	0,7089	Sr = 0,7047±3
7	725	- "	95,0	158,0	0,60	1,74	0,7067	СКВО=2,7
8	726	- "	126,0	143,0	0,88	2,55	0,7078	
9	734	- "	105,0	117,0	0,90	2,60	0,7078	
10	1671	концентрат БИ	134,2	51,0	2,63	6,77	0,7142	
			134,1	51,4	2,61	6,71	0,7136	
11	729-2	то же	185,1	54,9	3,37	9,77	0,7175	
			165,1	55,0	3,00	8,70	0,7165	
12	729-1	биотит	299,8	24,0	12,49	36,28	0,7508	
<u>Риолиты дайкового комплекса</u>								
13	1133/9	порода	278,9	17	16,39	47,64	0,7593	T=80,9 ± 1,1 млн лет
14	1133/10	то же	281,3	10,4	27,05	79,03	0,7952	
15	1133/11	- "	286	15,1	19	55,3	0,7689	Sr=0,7048±5
16	1661	- "	223,5	47,7	4,69	13,58	0,7203	СКВО=0,9
17	1663	- "	222,8	35,7	6,24	18,07	0,7257	
<u>Кварц-гидрослюдистые метасоматиты</u>								
18	1042	порода	67,8	157,9	0,43	1,24	0,7065	
19	1046	то же	130,7	50,5	2,59	7,49	0,7143	T=88,0±2,1 млн лет
			130,8	51,9	2,52	7,28	0,7142	
			143,4	53,5	2,68	7,76	0,7147	Sr =0,7050±3
20	1046	порода, обр НСL	145,5	25,3	5,75	16,65	0,7258	СКВО=0,35
21	1048	порода	142,2	43,5	3,27	9,46	0,7168	
<u>Кварц-карбонат-серцитовые метасоматиты</u>								
22	697	порода	182,3	95,4	1,91	5,53	0,7119	T=88 ± 7 млн лет
23	714	то же	140,8	106,7	1,32	3,82	0,7098	
24	714	порода, обр НСI	145,6	95,6	1,52	4,41	0,7107	Sr =0,7050±4
25	714	кальцит			0,26	0,75	0,7059	СКВО=0,26
26	1041	порода	99,6	75,1	1,33	3,84	0,7099	
<u>Кварц-мусковитовые метасоматиты</u>								
27	951	порода	145,9	6,2	23,52	68,6	0,785	T=75,7±3,6 млн лет
28	952	то же	119,3	6,7	17,84	51,92	0,7672	Sr =0,7113±26
29	710	- "	152,6	10,6	14,4	41,9	0,7563	СКВО=0,015
<u>Лейкократовые граниты</u>								
30	3276	порода	223,3	25,1	10,22	24,1	0,7323	
31	3277	то же	228,2	32,3	6,68	20,47	0,7271	
32	3278	- "	383,4	6,5	59	172,9	0,8963	
33	3283	- "	283,4	23,1	12,27	35,64	0,7437	T=77,5 ± 2,4 млн лет
34	3284	- "	264,8	43,7	6,06	17,55	0,725	
35	3286	- "	218,3	42,3	5,37	14,95	0,7218	Sr =0,7049±6
36	3289	- "	165,4	21,4	7,75	22,43	0,7294	СКВО=3,3
37	П-3140	- "	196,3	42,7	4,52	13,63	0,7199	
38	П-3148	- "	277,1	44,7	6,2	17,98	0,7245	

**Примечание.** Места отбора проб: 1-12 - месторождение Мечта, водораздел ручьев Лань и Ягель, 13-15 - там же, водораздел ручьев Дикий и Начальный, 16-17 - месторождение Малый Кэн, водораздел ручьев Па и Сюр-призов, 18-29 - месторождение Мечта, рудные зоны 61 и 62: 18 - скважина(с.) 997,55 м, 19-20 - с.997,154 м, 21 - с.997,195 м, 22 - с. 2072,61 м, 23-25 - с.2086,99 м, 26 - с. 997,35 м, 27 - с.1606,173 м, 28 - с. 1606,192 м, 29 - с. 2086,30 м, 30-36 - левобережье р.Сугой к северо-западу от впадения ручья Бостой, 37-38 - ручей Индустриальный.

Образцы гранитов предоставлены Г.А.Шатковым и Е.Н.Пановым.

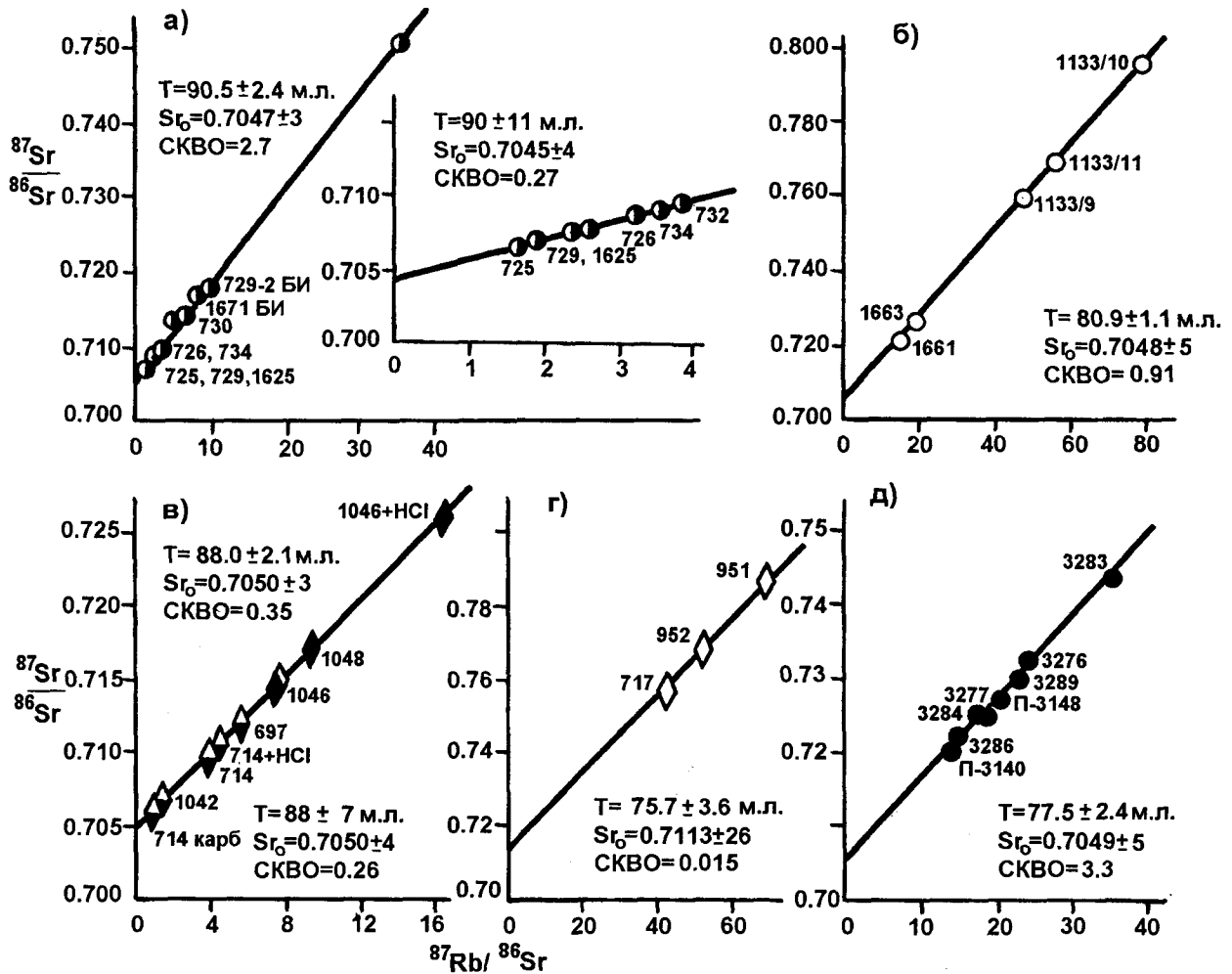


Рис. 3. Rb-Sr изохронные графики: а) - риодациты (на вставке приведена изохрона для пород и полевых шпатов без привлечения данных анализа биотита и его концентратов); б) - риолиты из даек; в) - кварц-гидрослюдистые и кварц-кальцит-серицитовые метасоматиты; г) - кварц-мусковитовые метасоматиты; д) - лейкограниты Лево-Омсу́кчанского плутона.

наложен метасоматоз, и гранитов ( $Sr_0 = 0.705$ ), - наиболее вероятного источника позднего теплового импульса. Возрастание температуры в ходе мусковитизации сопровождалось увеличением кислотности флюида и растворением кальцита. Это свидетельствует о том, что мусковитизация связана с нарушением исходной системы в связи с химическим воздействием постороннего флюида, что объясняет нарушение изотопной системы.

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Проведенные на серебряно-полиметаллическом и олово-серебряном месторождениях Кэнской площади изотопно-геохимические исследования с применением изохронного Rb-Sr метода позволили получить датировки главных геологических событий изучаемого рудного района.

1. Возраст рудовмещающих риодацитов наяханской свиты составляет  $90.5 \pm 2.4$  млн лет.

2. Возраст серебряно-полиметаллического оруденения, определяемый по рудосопровождающим кварц-гидрослюдистым метасоматитам, равен  $88.0 \pm 2.1$  млн лет.

3. Возраст секущих серебряно-полиметаллические рудные тела даек риолитов оценивается в  $80.9 \pm 1.1$  млн лет.

4. Возраст оловянного оруденения, определяемый по рудосопровождающим кварц-серицит-мусковитовым метасоматитам, равен  $75.7 \pm 3.6$  млн лет. Его формирование связано с внедрением в основание вулканических центров гранитных интрузий омсу́кчанского комплекса. Возраст гранитов эталонного Лево-Омсу́кчанского массива определен в  $77.7 \pm 2.7$  млн лет.

Все это позволяет обосновать два этапа промышленного оруденения и развитие различных по своей природе вулканогенной и плутоногенной рудоформирующих систем, разделенных внедрением даек риолитов.

Изотопно-геохимические исследования выполнены при содействии Российского Фонда Фундаментальных исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Волков В.Н., Аракелянц М.А., Роднов Ю.Н. Возраст магматизма и рудогенеза в Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе Северо-Востока СССР по данным калий-аргонового метода//Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 137-149.
2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
3. Колесников Д.И. Гипергенные изменения в истории формирования серебро-полиметаллических и олово-серебряных месторождений Омсукчанского района (Северо-Восток России)// Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1995. N1. С. 11-23.
4. Колесников Д.И., Шатков Н.Г. Этапы эпигенетических преобразований рудовмещающих пород серебро-полиметаллических месторождений Мечта и Тидид (Северо-Восток России)//Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36, N 3. С. 250-260.
5. Кравцов В.С. Об особом типе оловорудных районов, связанных с наложенными впадинами//Новые данные по геологии рудных районов Востока Сибири. М., 1969. С. 232-242.
6. Умитбаев Р.Б. Площадные извержения кислых магм - ключ к проблеме вулканоплутонических формаций и их рудоносности// Палеовулканология в связи с геологическим картированием на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1991. С. 165-179.
7. Шнайдер М.С., Гордеев Р.А., Львов К.Л. и др. Строение рудных зон Мало-Кэнского оловорудного месторождения (Северо-Восток СССР) // Сов. геология. 1977. N9. С. 124-130.
8. Шнайдер М.С., Шнайдер А.А., Ильных В.В. Газово-жидкие включения в минералах как критерий возрастных взаимоотношений даек и жил на Мало-Кэнском оловорудном месторождении//Минералогия рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 38-44.

Поступила в редакцию 11 февраля 1997 г.

Рекомендована к печати В.И. Гончаровым

*D.I.Kolesnikov, Ju.P.Shergina, M.I.Rosinov, N.G.Shatkov, G.S.Shkorbatova*

#### **The age of silver and tin ore mineralization of the Kensky area (Russia's North -East)**

An investigation of the connection of rhyolite dikes with ore bodies has been conducted. The results of this investigation and isotopic-geochronologic Rb-Sr study of ore-bearing rhyodacites of the Nayachansky suite ( $90.8 \pm 2.3$  m.y.), rhyolites of a dike complex ( $80.9 \pm 1.1$  m.y.) and metasomatites concomitant with silver-polymetallic and tin ores of the Kensky area deposits are reported. The two stages of productive mineralization are substantiated: silver-polymetallic-  $88 \pm 2.1$  m.y.; and tin,  $75.7 \pm 3.6$  m.y.



## О ПЕРСПЕКТИВАХ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК И ФОСФОРИТОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

*М.М. Задорнов\**, *Л.Б. Хершберг\*\**, *Э.Л. Школьник\*\**, *И.Н. Говоров\*\**,  
*О.В. Чудаев\*\**, *М.И. Юринец\*\*\**, *К.М. Кузнецов\*\*\**, *Л.А. Болотов\*\*\*\**

\* АО "Дальморгеология", г. Находка

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

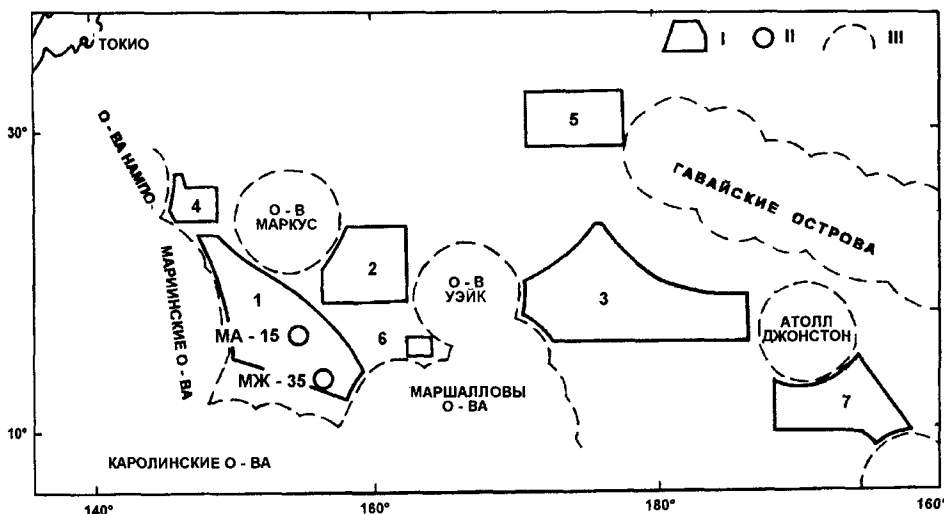
\*\*\* Всероссийский институт экономики минерального сырья, г. Москва

\*\*\*\* Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт, г. Москва

На примере гайотов МА-15 и МЖ-35 (Магеллановы горы, Тихий океан) показано, что активное образование железо-марганцевых корок и ассоциированных с ними фосфоритов, происходило на глубинах 1250-3200 м при средней толщине корок 6-7 см. Определены общие прогнозные ресурсы указанных гайотов и проведено сопоставление с полями железомарганцевых корок, выделенных зарубежными исследователями, а также с железомарганцевыми конкрециями провинции Кларирон-Клиппертон и с известными месторождениями марганца и кобальта на суше. Предложенные расчеты свидетельствуют о высокой рентабельности (22-26%) промышленного освоения корок в пределах Магеллановых гор Тихого океана.

После издания монографии "Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность" [1], статей [2, 4, 5] о потенциальных ресурсах рудной провинции западного сектора северной приэкваториальной зоны Тихого океана (ЗССПЗТО) (рис.), возникает естественная необходимость рассмотреть возможные перспективы освоения месторождений кобальт-марганцевых корок (КМК) и связанных с ними фосфоритов этой рудной провинции. Реалии экономики России таковы, что в ближайшие годы государственные инвестиции в освоение морского дна вряд ли возможны. Положение может измениться, если будут созданы консорциумы частных фирм России с участием других государств, подобных созданным фирмами США, Японии и других стран для освоения руд морского дна. Анализ состояния и перспектив раз-

вития сырьевой базы некоторых металлургических подотраслей (марганец, кобальт, никель) по оценке ВИ-ЭМСа показал, что в ближайшем будущем освоение даже месторождений ЖМК (железомарганцевых конкреций) по экономическим показателям сравняется с освоением соответствующих месторождений суши. Поэтому необходимо привлекать внимание общественности к геолого-экономическим аспектам разработки и других типов месторождений в широком плане, поскольку время все более выдвигает на первый план именно такие проблемы. Необходимо иметь в виду, что в соответствии с положениями конвенции ООН по морскому праву России, как и любому другому государству, необходимо получить, зарегистрировать участок морского дна для дальнейшего изучения и промышленного освоения в



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

I — рудные поля КМК и фосфоритов в международных районах морского дна (цифры на карте: 1 — Магеллановы горы, 2 — горы Маркус-Уэйк, 3 — горы Мид-Пацифик и хребет Неккер, 4 — плато Огасавара, 5 — горы Милуоки, 6 — Маршалловы острова, 7 — острова Лайн); II — гайоты и их номера (МА-15 — Дальморгео, МЖ-35 — ИОАН); III — границы 200-мильных экономических зон государств.

международном органе по морскому праву. Эти условия также обязывают проявлять достаточно высокую активность национальным институтам и научной общественности. Авторы надеются, что настоящей публикацией и соответствующей дискуссией будет стимулироваться активность, будут определены наиболее оптимальные направления дальнейших действий правительственных органов и частных организаций России.

**Состояние изученности объектов КМК.** В процессе региональных геолого-геофизических и поисковых исследований в рамках ЗССПЗТО, начатых в 1986 г. и завершенных в 1994 г., наиболее крупномасштабные концентрации КМК установлены на гайотах МА-15 и МЖ-35 (гайоты Дальморгео и ИОАН) системы Магеллановых гор [2, 3]. При этом определилась общая картина распределения оруденения. Естественно, учитывалось и положение объектов на минимально возможном удалении от портов России (до 4 500 км) и, конечно, вне экономических зон зарубежных государств. Именно эти два гайота, если не будет получена новая информация, можно рассматривать как объекты, представляющие потенциальный промышленный интерес. Определенная геологическая информация по ним отчасти опубликована [1, 3, 5]. Оценки изученности их базируются на 700 результативных станциях донного пробоотбора скальными драгами, 2 300 пог./км — фототелевизионного и 1 300 пог./км гидроакустического профилирования, бурении 10 скважин глубиной до 0,4 м на изобатах 1 500 - 3 000 м. В результате определились площади рудных полей гайота МА-15 — около 1 000 км<sup>2</sup>, МЖ-35 — 1 150 км<sup>2</sup>.

**Общие особенности размещения КМК.** Они в целом близкие и почти идентичны для обоих гайотов. КМК развивались в интервале глубин на отметках от 1 250 до 3 200 м. Средняя толщина корок в рудных полях около 6-7 см, при колебаниях от 1.0 до 24 см. Средняя плотность залегания КМК (в пересчете на сухое вещество) составляет около 60-70 кг/м<sup>2</sup>, но достигает 140 кг/м<sup>2</sup>. Суммарное значение рудных компонентов в КМК около 35 %, причем содержание Со превышает 0,55 %; суммарное содержание никеля и кобальта не менее 1 %, марганцевый модуль равен 1.0-1.25. Содержание Pt изменяется в пределах 0.16-0.64 г/т., в среднем составляет 0.38 г/т.

Прогнозные ресурсы оценены по категории Р<sub>2</sub> для рудных полей гайотов в целом и Р<sub>1</sub> — для детализационного участка гайота МЖ-35, где были сгущены профили дистанционных методов изучения, заверенные небольшим объемом дополнительных станций драгирования, бурением (в рамках опытно-методических работ) и более точным навигационным обеспечением. Отдельно определялись ресурсы на вершинных поверхностях и склонах, границей являлась бровка вершин. На вершинных поверхностях содержится от 16 и до 45 % ресурсов, а на склонах — до 55-84 %. Интересно отметить, что качество (содержание главных рудных компонентов, условного кобальта, толщина и плотность залегания КМК)

на склонах и вершинных поверхностях и во всех выделяемых блоках в среднем практически идентично, что говорит о достаточной выдержанности оруденения в пределах значительных участков рудных полей. Богатые блоки меньших размеров со средними содержаниями, например кобальта не менее 0.6 %, составляют внутри общей рудоносной площади до 50 %. Прогнозные ресурсы гайота МА-15 определились в 53 млн т. сухой руды и соответственно в 81 млн т. — на гайоте МЖ-35.

**Сравнительные данные оценки перспектив освоения месторождений КМК.** Они привлекались в разных аспектах для сопоставления с: 1) зарубежными аналогами объектов КМК; 2) ранее оцененными объектами ЖМК глубоководных районов Пацифики (поля Клариион-Клиппертон); 3) разрабатываемыми на суше российскими и зарубежными месторождениями марганца, кобальта, никеля.

За последние десятилетия экспедициями ряда государств получены подробные данные о гайотах, несущих КМК, в Тихом океане (в том числе вблизи Магеллановых гор) в пределах островов Кирибати, Маршалловых, Лайн, Пальмира, Книгман, Джонстон, Микронезии, Французской Полинезии, Феникс, Гавайских (в частности о. Мидуэй) и подводного поднятия Огасавара. Это связано с тем, что интересы ряда стран сосредоточены на приоритетном освоении КМК, как наиболее перспективном виде морских полезных ископаемых. Наиболее полные данные на основе результатов геолого-экономического моделирования объектов КМК даны специалистами США для освоения первоочередных (с их точек зрения) районов Гавайских островов и острова Джонстон. Ассоциацией минеральных ресурсов Японии подготовлено два проекта: один — по освоению скоплений КМК в районе Гавайских островов с последующей переработкой поднятых корок на предприятии на этих островах; второй связан с освоением объектов КМК в районе островов Минами-Торисима (Маркус). Китайские специалисты рассматривают вариант освоения КМК в районе впадины Окинава в Восточно-Китайском море. Именно эти данные использованы для сравнительных оценок месторождений КМК гайотов МА-15 и МЖ-35 (в рамках ограничения глубины в 2 400-2 500 м). Они приведены в таблице 1. Из нее отчетливо видны колебания качества и параметров распространения корок, их мощностей в различных районах северной половины Тихого океана. Они по сути отражают комплекс меняющихся условий развития Fe-Mn рудогенеза в одно время, но на разных участках, причем особенно значимы и поразительны колебания содержаний кобальта, отчасти платины. Может быть еще более показательны сравнения основных геолого-экономических показателей освоения зарубежных месторождений кобальта на континентах и объектов КМК Магеллановых гор (таблица 2), причем в качестве аналогов использованы сведения по ведущим производителям, таким как месторождения

Таблица 1. Сравнительная характеристика горно-геологических параметров объектов КМК

Показатели	Ед. изм.	Рудные поля		Проект Гавайского университета (Гавайские острова и о. Джонстон)	Проект Ассоциации минеральн. ресурсов Японии	Проект Центра геолог. исслед-й КНР
		МА-15	МЖ-35			
Глубина залегания	м	1400-2500	1350-2500	800-2400	800-2400	н/д
Площадь распространения	км <sup>2</sup>	672	521	92000	36	н/д
Толщина корок	см	6,1	7,0	0,75-2,0	3,0-5,0	4
Плотность залегания сухих корок	кг/м <sup>2</sup>	75,5	77,5	37,2-53,7	н/д	н/д
Ресурсы сухой руды	млн т	35,4	32,4	18-525	н/д	н/д
Содержание в руде:						
марганец	%	22,2	22,6	24,2	28,0	24,7
кобальт	%	0,61	0,63	0,92	0,95	1,00
никель	%	0,46	0,46	0,47	0,50	0,50
медь	%	0,12	0,12	0,074	н/д	0,06
платина	г/т.	0,4	0,4	0,4	0,4	1,0
Прогнозные ресурсы металлов						
марганец	млн т	7,86	7,34	131,4	н/д	н/д
кобальт	млн т	0,218	0,204	4,9		
никель	млн т	0,161	0,148	2,5		
Коэффициент рудоносности	%	75-90	75-90	н/д	75	60
Коэффициент подбора	%	50	50	н/д	70	40
Производительность по сухой руде	млн т год	0,25-1,0	0,25-1,0	0,7	0,7	н/д

Примечание: н/д – нет данных

Седбери (Канада); Неруи (Филиппины) и т.д. Особенно следует обратить внимание на средние содержания кобальта на этих месторождениях и в КМК. В начале 90-х годов были завершены геолого-экономические оценки возможного промышленного освоения месторождений ЖМК на выделенном России участке морского дна площадью 75 тыс. км<sup>2</sup> в поле Кларион-Клиппертон. В ценах 1990 г. срок окупаемости капиталовложений составил 16,7 лет при рентабельности в 6%, при этом капиталовложения оценивались в 3,2 млрд р., что сопоставимо с освоением такого месторождения на суше, как Удоканское. Естественно, эти данные, как и данные некоторых зарубежных проектов освоения КМК, также используются для сравнительных оценок.

И, наконец, еще более полная сравнительная картина может быть представлена, если привлечь в качестве эталонов геолого-экономические показатели месторождений кобальта, марганца, никеля России на суше. Все эти материалы обобщены в таблице 3.

**Обсуждение полученных данных.** Научно-технический прогресс достиг такого уровня, когда эксплуатация месторождений твердых полезных ископаемых дна Мирового океана становится принципиально осуществимой. Широкое освоение минерально-сырьевых ресурсов Мирового океана рассматривается правительствами и деловыми кругами промышленно развитых стран как один из основных путей решения части сырьевых проблем в будущем. По масштабу проявления и

Таблица 2. Основные геолого-экономические показатели освоения континентальных месторождений кобальта и КМК

Показатели	Континентальные месторождения мира				КМК Мирового океана	
	Седбери (Канада)	Тенке-Фугуруме (Заир)	Нкана (Замбия)	Непуи (Филиппины)	ТЭС 1994 (Россия) [4]	Гавайский проект
Тип месторождения	Сульфидный	Стратиформный		Латеритный	КМК	КМК
Ресурсы кобальта, тыс. т.	140	56	100	180	205-218	525
Содержание кобальта в руде, %	0,06	0,038	0,14	0,12	0,61-0,63	0,90
Годовая добыча руды, млн т	3,0	2,0	3,0	3,0	1,0	1,0
Годовое производство кобальта тыс. т.	2,0	4,2	2,3	1,3	4,2	5,7

Таблица 3. Сравнительная оценка технико-экономических показателей месторождений суши России, КМК и ЖМК

Технико-экономические показатели	Месторождения суши России				Месторождения Мирового океана									
	Медно-никелевых руд		Марганец		КМК						ЖМК			
	Норильский р-он Октябрьское м-ние		Республика Коми Парнокское м-ние		ТЭС, 1994 [4] Варианты			Гавайский проект, 1989	Проект Японск. Ассоц. минеральн ресурсов, 1988	Проект Центра геолог. исслед. КНР, 1991	ТЭС ЖМК, Россия, 1990	ЭТЭО ЖМК, Россия, 1991	Австра- лийский проект, 1986	Проект ДЖИ- МОНОД, Франция 1988
	Богатые руды	Рядовые руды	Богатые руды	Рядовые руды	1	2	3							
1. Годовая добыча руды, млн т	3	4	0,5	0,5	0,25	0,50	1	1	1	1	3	3	3	1,5
2. Содержание в руде, %														
кобальт	0,13	0,02	-	-	0,63	0,63	0,63	0,92	0,95	1,0	0,20	0,16	0,26	0,27
никель	2,5	0,7	-	-	0,46	0,46	0,46	0,47	0,5	0,5	1,28	1,22	1,33	1,45
медь	2,7	1,8	-	-	-	-	-	-	-	-	1,02	1,07	1,03	1,30
марганец	-	-	34,9	26,7	22,6	22,6	22,6	24,2	28,0	24,7	26,8	28,2	26,8	28,3
3. Годовое производство, тыс. т														
кобальт	1,6	0,3	-	-	1,05	2,1	4,2	5,71	6,44	5,8	5,1	4,0	5,1	2,6
никель	90	24	-	-	0,95	1,9	3,8	2,99	3,29	3,0	34,5	30,4	36,7	20,6
медь	130	120	-	-	-	-	-	-	-	-	26,9	25,5	28,7	17,9
марганец	-	-	100,3	94,0	63,5	160,5	354,4	144	169	210	595	580	454	187
4. Стоимость годовой продукции млн руб., млн долл.	1077	488	59	41	174,3	363,5	741,9	300	330	259	1031	758	582	497
5. Извлекаемая ценность, руб./т (долл./т)	341	122	108	78	697,2	727,0	741,9	300	330	259	344	252	194	331
6. Капитальные вложения млн руб., млн долл.	4340	4030	126	126	220,7	380,9	710,3	630	705	740	5031	2652	1763	940
7. Эксплуатационные затраты млн руб., млн долл.	682	440	28	29	125,5	267,8	552,5	120	92,5	93	963	1104	488	240
8. Годовая прибыль млн руб., млн долл.	395	48	31	12	48,8	95,7	189,4	180	238	166	68	-346	93	257
9. Прибыль на 1 тонну добытой руды, руб. (долл.)	131,7	12	62	24	195,2	191,4	189,4	180	238	166	22,7	-115	31,3	171,3
10. Рентабельность, %	9,1	1,2	24,6	9,5	22,1	25,1	26,7	14,3	19,5	12,0	1,4	-	5,3	27,3
11. Окупаемость капитальных вложений, лет	11	84	4,1	10,5	5	4	4	3,5	3	4,5	74	но	18,8	3,7

\*) месторождения суши России, ТЭС КМК, ТЭС ЖМК — в руб.; зарубежные проекты, ЭТЭО ЖМК — в долларах США

потенциальной ценности КМК являются одним из основных рудных образований в минерально-сырьевом потенциале Мирового океана.

Основной промышленный интерес освоения КМК связан с кобальтом и марганцем. По величине прогнозных ресурсов кобальта одна провинция ЗСПЗТО (23 млн т) значительно превосходит крупнейшую в мире кобальтоносную провинцию меденосного пояса Центральной Африки (4.7 млн т).

Прогнозные ресурсы кобальта рудных полей гайотов МА-15 и МЖ-35 в сумме превышают прогнозные ресурсы России. Прогнозные ресурсы кобальта и марганца каждого из указанных рудных полей (кобальт, соответственно, 306.1 и 434.8; марганец 11330 и 17245 тыс. т.) отвечают запасам крупных месторождений суши марганца и уникальных — кобальта. Содержание кобальта в КМК (более 0.5 %) на порядок превышает его содержание в добываемых рудах медно-никелевых месторождений Норильского и Кольского районов. Содержание марганца в КМК (20-25 %) превышает его содержание в рудах разведанных месторождений России (20 %). По извлекаемой ценности КМК вдвое превосходят руды месторождений Норильского района. В сравнении с конкрециями для залежей КМК характерна высокая степень локализации. Плотность залегания корок в 5-6 раз превышает плотность залегания ЖМК. Превосходя более чем в 3 раза по содержанию кобальта наземные руды, КМК также отличаются высокими концентрациями молибдена, платины и редкоземельных элементов. Объекты КМК располагаются, втрое ближе к портам России, чем объекты ЖМК зоны Клариион-Клиппертон. Существенное достоинство они имеют и в сравнении с месторождениями Со на суше. В настоящее время для минерально-сырьевой базы рассматриваемого типа руд России характерны следующие тенденции:

- неизбежное ухудшение качества руд из-за снижения их средних содержаний на 20-30 %;
- возрастание дефицита кобальта;
- отсутствие высококоррелябельных и высококачественных месторождений марганца;
- ухудшение технико-экономических показателей отработки наземных месторождений в связи с увеличением глубины отработки и усложнением горно-геологических условий эксплуатации.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод о принципиальной целесообразности промышленного освоения месторождений КМК Магеллановых гор. Для переработки КМК могут быть использованы мощности действующих комбинатов, что позволит, вместе с тем, значительно сократить объем добычи на них без отрицательных социальных последствий.

Промышленное освоение месторождений КМК позволит решить ряд задач, имеющих важное значение для развития и освоения минерально-сырьевой базы страны:

- экономических, связанных с надежным обеспечением ведущих подотраслей металлургии России ресурсами дефицитных видов сырья, прежде всего кобальтом и марганцем, и сохранением невозполняемых ресурсов недр для будущих поколений;

- экологических, обеспечивающих значительное снижение негативного воздействия на окружающую среду в районах интенсивной деятельности горно-металлургических комбинатов;

- политических и правовых, связанных с закреплением приоритета России в решении глобальной проблемы изучения минеральных ресурсов Мирового океана и правом нашей страны осуществлять разведку и разработку месторождений КМК в международном районе морского дна.

По ряду горно-геологических и технико-экономических показателей изучаемые объекты КМК не уступают ЖМК заявленного участка в поле Клариион-Клиппертон, а по некоторым характеристикам их освоение более предпочтительно. Предприятие, работающее на базе КМК и имеющее втрое меньшую производительность по руде и, соответственно, более низкие затраты, практически обеспечивает в том же объеме выпуск кобальта и в значительной степени удовлетворяет потребность промышленности в высокосортном марганцевом сырье. Выполненные расчеты свидетельствуют о высокой рентабельности (22-26 %) промышленного освоения КМК в пределах Магеллановых гор Тихого океана.

Дополнительный социально-экономический эффект может дать утилизация фосфатного субстрата КМК, который имеется у 40-60 % корок и составляет до 40 % от массы поднимаемого драгами материала [5]. Для предприятия с ежегодной добычей 1 млн т КМК потребуется поднять около 1,4-1,5 млн т корок вместе с субстратом. Это означает одновременное получение минимум 200 тыс т фосфорита со средним содержанием 22-26 %  $P_2O_5$ . Такой продукт удовлетворяет качественным требованиям к стандартной фосфоритовой муке (минимум 19.5 %  $P_2O_5$ ). Оптовая цена подобной фосмуки в 1996 г. на внутреннем рынке составляла около 1 млн р/т. Дополнительные затраты после отделения корки от субстрата будут заключаться в сепарации нефосфоритного субстрата (возможно, радиометрическими методами) и в технологическом помоле до требований стандартной фосмуки. Затраты на эти операции вряд ли будут превышать 50 % оптовой стоимости. Таким образом, ориентировочная дополнительная прибыль от производства фосфатной муки при добыче КМК может составить порядка 100 млрд р. в год. Социально-экономическое значение такого производства трудно переоценить. В связи с резким возрастанием железнодорожных тарифов аграрный сектор Дальнего Востока России оказался отрезанным от единственных западных производителей удобрений, по сути лишился их. В этих условиях попутного использования фосфатов, ассоциирован-

ных с КМК, стала существенной возможностью хотя бы частично удовлетворить по сути отсутствующий рынок такого минерального удобрения как фосмука, хорошо показавшая себя на кислых почвах Дальнего Востока. Следует напомнить, что еще 5-10 лет назад в регион завозилось до 0.5 млн т фосмуки. Затраты на транспортировку от возможного пункта производства океанического агросырья – порта Находка до основных сельскохозяйственных районов Дальнего Востока (Приморье и Приамурье) совершенно не сопоставимы с затратами на транспортировку фосмуки из вятско-камских месторождений – основного поставщика в прошлом. Капитальные затраты на такое попутное производство удобрений также не сопоставимы с затратами на организацию добычи эквивалентного количества фосмуки из месторождений суши, так как в случае с КМК мы имеем дело с **би-продуктом**.

Дальнейшие исследования, связанные с проблемами изучения и освоения КМК и фосфоритов должны быть направлены в первую очередь на :

- ускоренное проведение поисково-разведочных работ в пределах рудных полей гайотов МФ-15 и МЖ-35;
- создание технических средств для добычи КМК с глубин до 2500 м;
- решение вопроса об областях и экономической эффективности использования КМК в качестве природных сорбентов;
- решение вопросов утилизации фосфатного субстрата;

Поступила в редакцию 26 мая 1997 г.

-оценку влияния добычи КМК на окружающую среду.

Заключая изложенное, можно полагать, что сформированы основные предпосылки для развития геолого-разведочных и научно-исследовательских работ на КМК и фосфориты в западной части Тихого океана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ред.: Говоров И.Н., Батулин Г.Н. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельников М.Е. и др. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок Западной Пацифики: условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 17-38.
3. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железо-марганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 4-20.
4. Технико-экономические соображения (ТЭС) о целесообразности постановки поисково-разведочных работ на кобальт-марганцевые корки в пределах поля Магеллановы горы (с проектом оценочных кондиций) / Рук.: Глумов И.Ф., Мирчинк И.М.; Камчат. фил. АО "Дальморгеология". Петропавловск-Камчатский, 1994. 89с.
5. Школьник Э.Л., Говоров И.Н., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Мельников М.Е., Волохин Ю.Г. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана — масштабы фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 120-128.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*M.M. Zadornov, L.B. Khershberg, M.L. Shcolnik, I.N. Govorov, O.V. Chudaev, M.I. Yurinez,  
K.M. Kuznetsov, L.A. Bolotov*

### The perspective of the exploration for cobalt-manganese crusts and phosphorites in the Western Pacific

On the two guyots MA-15 and МЖ-35 (Magellan seamounts, Pacific ocean) are shown that the active formation of the manganese crusts and phosphorites occurred at a depth of 1250-3200 m with average thickness-6-7cm. The total Co-Ni-Mn resources of these guyots were determined. These data were compared with other Co-Mn deposits in the Pacific ocean and on the continent. Preliminary data indicate a high profit margin (22-26%) for exploration Co-Ni-Pt manganese crusts on the Magellan seamounts.

## ГЕОФИЗИКА

550.831:551.14

ПОСЛОЙНОЕ ПЛОТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ (НА ПРИМЕРЕ  
ГЕОТРАВЕРСА ДУН УЧЖУЧУСИНЬ - ДУНГОУ, ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ)*В.Я.Подгорный, Ю.Ф.Малышев**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

С помощью разработанной методики послойного определения плотности дана количественная оценка гравитационного вклада в измеренное поле силы тяжести гравитирующих границ земной коры и литосферы вдоль геотраверса Дун Учжучусинь - Дунгоу, Восточный Китай. Установлена связь структурных элементов Сино-Корейской платформы, палеозойских складчатых систем и их сочленения с глубинным строением, геодинамикой и плотностными характеристиками земной коры и верхней мантии, подтверждающая редукцию древней коры, сохранение на глубине реликтов комплексов палеоокеана, горизонтальные перемещения слоев. Получена новая дополнительная информация о важнейшей геофизической границе на востоке Азии - Пограничной (Дахинган-Тайхан-Улинской) гравитационной ступени, отделяющей окраину континента от внутренних ее областей. Впервые показано, что гравитационный эффект ступени обусловлен распределением плотностей в литосферном слое в целом при значительной роли мощности земной коры; отмечена смена знака плотностной ступени в нижнекоровом слое и в астеносфере.

## ВВЕДЕНИЕ

Территория Восточной Азии в настоящее время, хотя и неравномерно, покрыта сетью протяженных (сотни - тысячи километров) сейсмических профилей, часть которых выполнена в рамках международного проекта глобальных геотрансектов (ГТТ), где наряду с глобальными сейсмическими исследованиями проведен комплекс геофизических работ, включающих гравиметрию, магнитометрию, МТЗ, геотермию, палеомагнитные измерения. Учитывая уникальность информации таких геотраверсов, представляется целесообразным применение различных методик ее интерпретации, позволяющих получить дополнительные сведения об особенностях глубинного строения площадей, пересекаемых геотраверсами, по сравнению с опубликованными результатами проведенных по ним работ. Достоинством данного геотрансекта является глубинный охват им как литосферы, так и части астеносферного слоя.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ГЕОТРАВЕРСА

Геотрансект №13 Дунгоу - Дун Учжучусинь проходит через крупные структурные элементы земной коры Восточной Азии: Сино-Корейскую докембрийскую параплатформу и Монголо-Хинганскую ветвь Центрально-Азиатского фанерозойского складчатого пояса. В представлении А.М. Шенгёра и Б.А. Натальина [9] - это Северо-

Китайский кратон и сложно-складчатые пояса алтаид и маньчжурид. В геодинамическом (палеотектоническом) отношении алтаиды трактуются как коллизионно-орогенные пояса, сложенные преимущественно палеозойскими толщами каледонского и герцинского возрастов, сформированными в субдукционно-аккреционные комплексы, насыщенные многочисленными плутоническими и вулканоплутоническими образованиями в виде магматических дуг, поясов, зон (офиолиты, гранитоиды, вулканиды). Маньчжуриды составляют фрагменты палеозойской активной окраины Северо-Китайского континента. Им также приписывается [9] пограничное положение в области сочленения восточной окраины палеозойской Азии с элементами Тихоокеанского складчатого пояса.

Геотраверс пересекает важные в тектоническом отношении магматические пояса и контролирующие их тектонические зоны: Хэгэньшанскую офиолитовую зону, являющуюся частью Солунь-Хэгэньского офиолитового пояса, Иньшань-Тумэньский офиолитовый пояс, Дахинганский и Иньшаньский вулканоплутонические пояса. Простирающиеся пояса и зоны северо-восточное, кроме Иньшаньского, имеющего субширотную ориентировку. Солунь-Хэгэньский пояс герцинских офиолитов рассматривается в качестве границы, разделяющей Ангарскую и Катазиатскую (Сино-Корейскую) палеоплиты [4, 13]. Иньшаньский пояс офиолитов преимущественно каледонского возраста входит в структуры северного ог-

раничения Сино-Корейской платформы. В строении Дахинганского и Иньшаньского поясов участвуют палеозойские и мезозойские гранитоиды, мезозойские вулканы среднего и кислого составов и кайнозойские базальты, образующие цепочки, зоны и ареалы магматических тел. Интересно отметить, что в узле сочленения этих поясов преобладают мезозойские гранитоиды при резком сокращении количества палеозойских, в то время как на северо-востоке и западе, соответственно, Дахинганского и Иньшаньского поясов доминируют четко выраженные цепочки тел палеозойских гранитоидов.

Линия профиля располагается поперек крупных северо-восточных разломов системы Танлу, представленных зонами левосторонних мезозойских сдвигов Итун-Илань и Фушунь-Мишань и зоной разломов Чанжи-Нэньцзян, проходящей под острым углом к Дахинганскому вулканогенному поясу и пересекающей зону широтных разломов Внутренне-Монгольской оси на северной окраине Сино-Корейской платформы. Все разломы этих зон относятся к классу литосферных. В районе профиля находятся известные месторождения алмазов, золота, нефти, газа, угля, железа и других полезных ископаемых. Он пересекает также площади высокой сейсмичности: Хайченскую, Часян-Исяньскую, Шара-Мурэнскую. Это позволяет по материалам геотрансекта рассмотреть особенности локализации этих объектов в структуре литосферы и астеносферы и использовать их при прогнозировании подобных объектов и явлений.

Территория, прилегающая к геотрансекту, характеризуется контрастностью геофизических полей. Наиболее ярким структурным элементом является Дахинган-Тайхан-Улинская гравитационная ступень, которая протягивается за пределами Китая через весь континент от Чукотки до Индо-Китая - Пограничная зона [1]. В области пересечения гравитационной ступенью северной окраины Сино-Корейской платформы наблюдается отчетливый изгиб зоны повышенного градиента поля, соответствующий, по-видимому, правостороннему сдвигу вдоль Иньшаньской зоны. Он совмещается с рассмотренным выше ареалом мезозойского магматизма и фиксируется относительным гравитационным минимумом. По данным китайских геологов эта S-структура насыщена золотой минерализацией в виде многочисленных проявлений и месторождений золота [12]. Вторая региональная гравитационная ступень меньшей интенсивности градиента поля совмещается с северным ограничением Сино-Корейской платформы на продолжении Иньшаньского изгиба Пограничной зоны. Гравитационными ступенями слабой интенсивности фиксируется также разлом Итун-Илань и прерывистыми отрезками повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести - Фушунь-Мишань.

Основные структурные элементы земной коры региона (Сино-Корейская докембрийская платформа, палеозойские складчатые системы, мезозойские вулка-

но-плутонические пояса, мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны) различаются друг от друга особенностями структуры и интенсивностью аномального гравитационного и магнитного полей, величиной теплового потока и геотермического градиента. Параметры аномалий обусловлены вещественным составом толщ, слагающих эти элементы, степенью деструкции древней коры, активностью верхней мантии. Влиянию этих факторов в той или иной степени подвержены все перечисленные структурные элементы. Так повышение уровня гравитационного поля блоков платформы, уменьшение толщины магнитоактивного слоя, повышение значений теплового потока и геотермического градиента осадочных бассейнов (Сяляохэ) коррелируется с повышением интенсивности процессов деструкции земной коры (уменьшением ее мощности) и воздействием астеносферного слоя (сокращением мощности литосферы). Эти особенности глубинных разрезов отражены в результатах геофизических наблюдений на геотраверсе Дун Учжучунь - Дунгоу. Но оценку влияния этих факторов можно осуществить лишь методами геофизического моделирования, в первую очередь плотностного, как наиболее чувствительного к их изменениям.

## МЕТОДИКА ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты геофизических исследований, проведенных вдоль рассматриваемого трансекта, были использованы для математических расчетов по методике послойного определения плотности, основы которой изложены в [3]. Принципы этой методики заключаются в выделении гравитационных эффектов, условно соответствующих некоторому заранее определенному слою, из наблюдаемых аномалий и из аномалий вычисленных от предварительно построенной модели исследуемого слоистого разреза и вычислению по их разности поправки к заданной плотности этого слоя. Найденная таким образом поправка к плотности слоя вводится в исходную модель. Последовательное нахождение плотностей, слой за слоем, дает возможность получить исправленный вариант плотностной модели, в которой исходные плотности замещены вычисленными, а гравитационный эффект от нее отвечает наблюдаемой кривой с заданной точностью.

Главным требованием такой методики к геометрическим параметрам модели слоистой среды является сохранение их жесткости. Как правило, для построения геометрического каркаса используются результаты сейсмических исследований, но могут быть заимствованы и результаты других методов (в частности, МТЗ).

Объективная необходимость появления такого варианта интерпретации гравитационных аномалий, как методика послойного определения плотности слоистой среды, продиктована тем обстоятельством, что даже в простых слоистых средах плотность слоя по латерали не является величиной постоянной. Лабораторные опреде-



ления значений плотности по образцам пород и по керну выполняются в большинстве своем только в отдельных, часто далеко отстоящих друг от друга пунктах. Значения плотности, получаемые пересчетом величин скорости упругих волн, имеют усредненные (скорее вероятностные) величины и нередко определяются на расстояниях, часто измеряемых по разрезу десятками километров друг от друга. Поэтому, ввиду скудности данных о плотности, первичные плотностные слоистые разрезы обладают сглаженной характеристикой, в то время как наблюдаемые аномалии осложнены локальными, более или менее хорошо выраженными экстремумами и перегибами, вызванными плотностными неоднородностями, распределенными не только по глубине, но и по горизонтали. Принимая заданную плотность как среднюю, методика позволяет выполнить математическое перераспределение плотностей в слое по всей его длине непрерывно таким образом, чтобы гравитационный эффект от перераспределенных плотностных масс был равен гравитационному эффекту от слоя. В результате последовательных расчетов снизу вверх по разрезу вычисленный эффект теоретически соответствует наблюдаемым аномалиям, трансформированным пересчетом их вверх на высоту, равную глубине верхней кромки слоя, и отвечает распределению гравитационных масс ниже этого уровня. Выполнив аналогичные расчеты относительно аномалий исследуемой слоистой среды, вычисленных от исходной модели, и сравнивая результаты, можно получить перераспределение плотностей, удовлетворяющее трансформированным наблюдаемым аномалиям.

Методика послойного определения плотности в слоистой среде воплощена в компьютерную программу, с помощью которой выполнены все расчеты для составления плотностной модели по геотраверсу № 13. Программа рассчитана на решение двумерных задач способом подбора в итерационном режиме, в процессе которого результаты, полученные решением обратной задачи гравиметрии, проверяются решением прямой задачи с использованием вычисленных величин плотности. Получаемое новое распределение плотности в слое представляет собой синусоидальную функцию плотности от расстояния по оси  $X$ , т.е. вдоль разреза, которая преобразуется в дискретную, расчлняя, тем самым, слой на отрезки, в пределах которых плотность может быть условно принята постоянной.

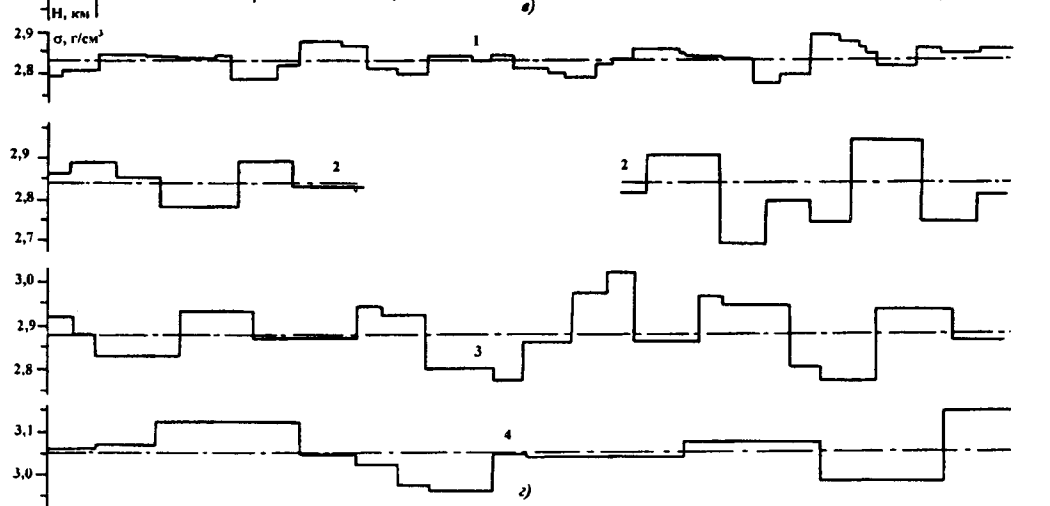
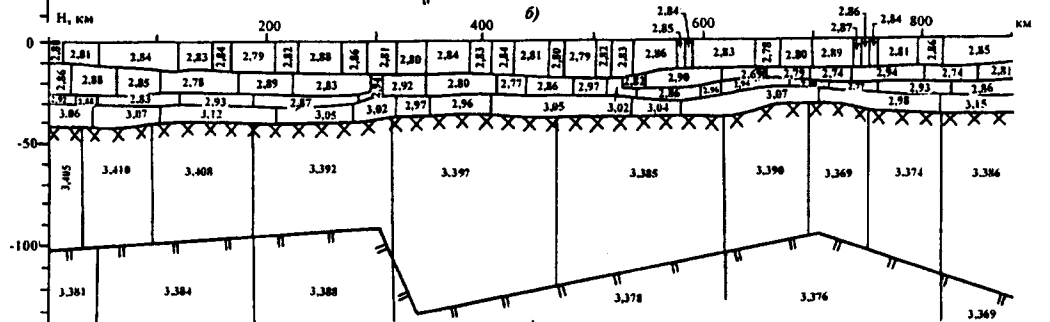
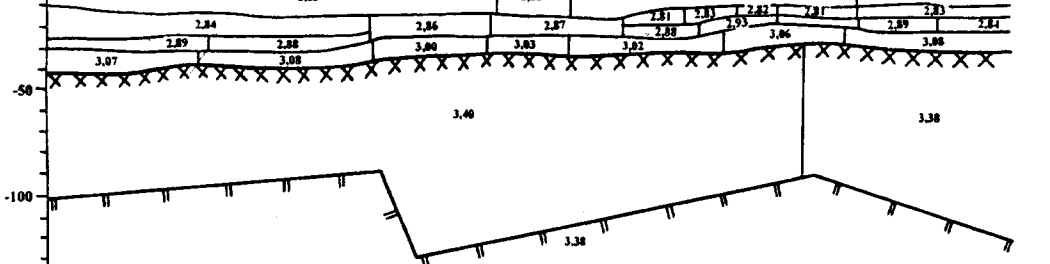
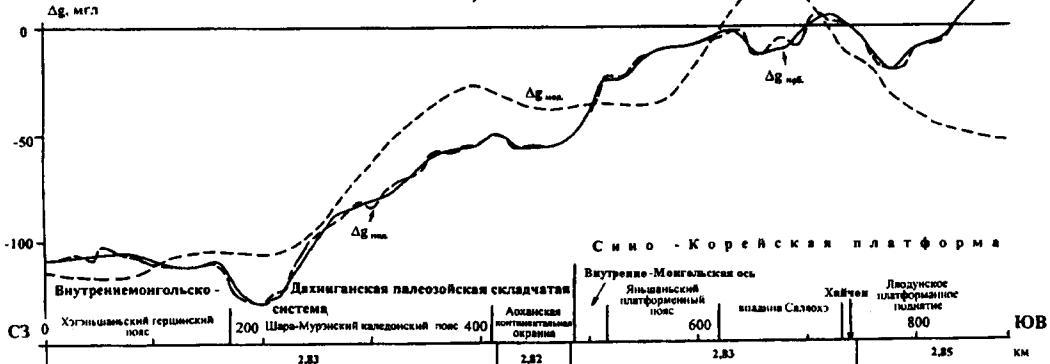
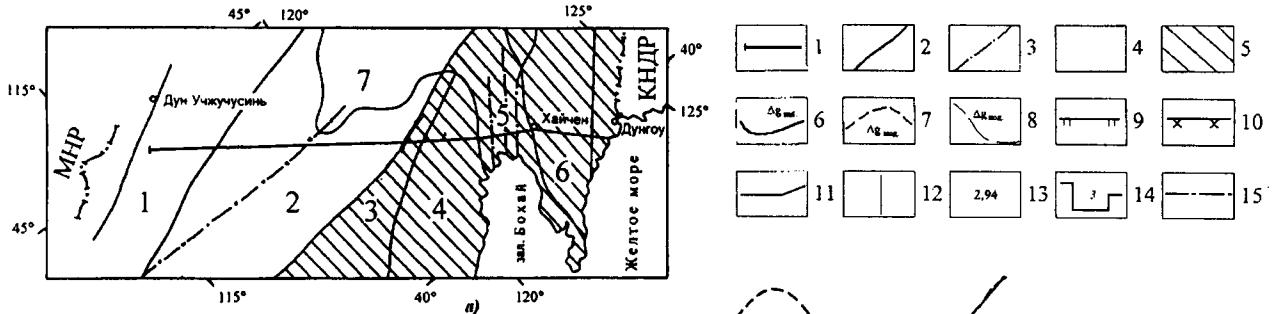
Для осреднения, эквивалентного пересчету в верхнее полупространство на высоту, вполне достаточно, чтобы радиус палетки осреднения превосходил определяемую поставленной задачей глубину примерно в 3.5-5 раз [2]. Чтобы не допустить сужения информационного поля на величину "окна осреднения", профиль наблюдаемых аномалий по геотраверсу был дополнен данными о гравитационном поле, снятыми с гравиметрических

карт, еще на расстоянии 750 км с обоих концов, в то время как длина самого геотрансекта равна 850 км.

## ОПИСАНИЕ ИСХОДНОЙ МОДЕЛИ

Все материалы для построения исходной модели нулевого приближения взяты из опубликованных данных [8]. Чтобы снизить степень зависимости от случайного положения экстремумов наблюдаемых аномалий по отношению к линии разреза, приняты усредненные их значения, снятые по трем параллельным линиям, центральная из которых совпадает непосредственно с линией геотраверса, а две другие проходят на расстоянии 50 км по обе стороны от него. Геометрический каркас построен по выделенным сейсмическим границам, расчлняющим земную кору на четыре субгоризонтальных слоя (рис. 16). Ввиду слабой выраженности на сейсмическом разрезе рельефа подошвы неконсолидированной части земной коры и сглаженного характера наблюдаемых аномалий, последняя объединена с нижележащим первым слоем в единую толщу. Учитывая вертикальную мощность рассматриваемой толщи, а также несколько повышенную среднюю плотность коры, что согласно китайским источникам встречается на исследуемой территории довольно часто, принятая плотность достаточно близко соответствует занимаемой ею части коры. Самая нижняя граница разреза, принимаемая за кровлю астеносферы, выделена по результатам магнитотеллурических зондирований и в модели обозначена прямыми стилизованными линиями, сглаживающими относительно небольшую ее синусоидальность. Значения плотностей, вычисленные по корреляционным зависимостям между плотностью и скоростью упругих волн и характеризующие слой исходного разреза, взяты из тех же материалов, что и сейсмические границы. Вертикальные границы, расчлняющие слой на отрезки с различной плотностью, установлены по особенностям сейсмического разреза и геометрии субгоризонтальных контактов.

Местоположение геотраверса №13, вертикальное сечение подготовленной для расчетов модели, график аномалии силы тяжести и гравитационный эффект от модели по заданному распределению плотностей показаны на рис. 1а и 1б. В структуре земной коры верхний слой заметно доминирует по своей мощности над нижележащими слоями. В северо-западном направлении, от центра, его мощность монотонно сокращается до 10 км. Мощность других слоев меняется от 3 до 10 км. Исключение представляет северо-западный фланг геотраверса в пределах Хэгэньшаньского герцинского складчатого пояса, где мощность второго слоя возрастает от 10 до 16 км. Мощность земной коры в целом изменяется на 12 км, уменьшаясь от 43 км под Хэгэньшаньским складчатым поясом до 31 км под грабенами впадины Сяляохэ и возрастая до 35 км под Ляодунским платформенным поднятием.



По сейсмическим данным верхний слой земной коры хорошо выдержан по плотности, которая в большей части его сечения определена величиной в  $2.83 \text{ г/см}^3$ . В пределах Аоханской палеозойской континентальной окраины древнего Северо-Китайского континента плотность этого слоя снижается до  $2.82 \text{ г/см}^3$ , а на Ляодунском поднятии возрастает до  $2.85 \text{ г/см}^3$ . Второй слой модели земной коры прерывается на участке геотраверса между 295 и 527 км. Северо-западная его часть по плотности однородная, а юго-восточная - дифференцированная, хотя и в небольших пределах. Но главной особенностью этого фланга второго слоя является его пониженная плотность относительно вышележащего слоя (до  $2.81 \text{ г/см}^3$ ), аномально низкая по отношению ко всей модели. Для третьего и четвертого слоев характерна их плотностная дифференцированность по латерали. В средней части своих сечений оба слоя обладают пониженной плотностью относительно их флангов.

Граница, принимаемая за кровлю астеносферы, расположена на глубинах 90 - 130 км. Она имеет два протяженных пологих подъема в юго-восточном направлении и ступенеобразный спад между ними с амплитудой 40 км, эпицентр которого находится в районе 315 км траверса и пространственно совпадает с Пограничной гравитационной ступенью. Подкорковая литосфера по плотности неоднородная: в северо-западной и средней части она равна  $3.40 \text{ г/см}^3$ , а под Ляодунским поднятием и частично под смежной с ним впадиной Сяляохэ ее величина меньше на  $0.02 \text{ г/см}^3$ . Плотность астеносферы авторами [6] не охарактеризована и для расчетов принята равной  $3.38 \text{ г/см}^3$  на всем протяжении в плоскости сечения модели.

Гравитационный эффект от исходной плотностной модели, построенной по материалам сейсмических и магнитотеллурических исследований, и наблюдаемые аномалии силы тяжести на профиле позволяют выделить на этих кривых пять характерных участков: две субгоризонтальные площадки, в пределах Хэгэньшаньского пояса герцинид и в области перехода от палеозойских складчатых поясов к Сино-Корейской платформе (Аоханская континентальная окраина, Внутренне-Монгольская ось и Яньшаньский платформенный складчатый пояс); два ступенеобразных подъема: на 70 мгл над Шара-Мурэнским каледонским складчатым поясом и на 50 мгл на

границе между Яньшаньским поясом и впадиной Сяляохэ; быстрый спад от грабенов Сяляохэ к Ляодунскому поднятию более, чем на 70 мгл. В последнем случае разность между вычисленными и наблюдаемыми аномалиями резко возрастает к юго-восточному окончанию траверса до 80 мгл, тогда как на всем протяжении профиля она составляет не более 30 мгл. В целом профиль вычисленных аномалий имеет сглаженный вид. На нем не проявились даже экстремумы шириной 50 км и более, которые контрастно выделяются на профиле наблюдаемых аномалий. Это говорит о том, что исходная модель по плотности охарактеризована слабо, особенно в горизонтальных направлениях. Методика послойного определения плотности призвана устранить расхождения между этими аномалиями и тем самым выявить дополнительную информацию к уже заложенной в исходную модель разреза литосферы.

### ПОСЛОЙНЫЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ

На рис. 1в и 1г показано распределение плотностей, полученное по методике послойного ее определения посредством программной обработки параметров исходной модели, где плотности получены из соотношения плотность - скорость. На первый взгляд новое распределение представляется набором разбросанных по всему разрезу масс различной плотности, которое невозможно объяснить традиционным способом, связывая особенности профиля наблюдаемых аномалий с конкретным телом, точнее, с частью того или иного слоя, потому что гравитационный эффект, наблюдаемый на дневной поверхности, вобрал в себя весь спектр разнообразия гравитационных влияний аномалиеобразующих масс, слагающих изучаемый разрез. Ниже приводятся результаты и послойный анализ полученной информации и делается попытка установить закономерности, которые могли бы стать основой для геолого-геофизического и геодинамического истолкования результатов компьютерного плотностного моделирования литосферы.

В отличие от значений плотности слоев земной коры, приводимых на рис. 1 с точностью до второго знака, для таких крупных подразделений разреза как астеносфера, литосфера, подкорковая ее часть и земная кора

**Рис.1.** Плотностные разрезы литосферы и диаграммы распределения плотности в слоях земной коры.

а) географическое положение геотраверса: 1 - линия геотраверса; 2 - границы геоструктур; 3 - зоны разломов; 4 - Внутреннемонгольско-Дахинганская палеозойская складчатая система; 5 - Сино-Корейская докембрийская платформа; цифрами обозначены: 1 - Хэгэньшаньский герцинский пояс; 2 - Шара-Мурэнский каледонский пояс; 3 - Внутренне-Монгольская ось; 4 - Яньшаньский платформенный пояс; 5 - впадина Сяляохэ; 6 - Ляодунское платформенное поднятие; 7 - впадина Сунляо; б) исходная плотностная модель вертикального сечения по линии геотраверса; кривые гравитационных аномалий: 6 - наблюдаемые; вычисленные (7, 8): 7 - от исходной плотностной модели; 8 - от подобранного распределения плотности; границы (9 - 11): 9 - подошва литосферы (кровля астеносферы) по данным МТЗ; 10 - подошва земной коры (граница Мохо); 11 - сейсмические границы внутри земной коры; 12 - вертикальные плотностные границы; 13 - вычисленные значения плотности, в  $\text{г/см}^3$ ; в) подобранное распределение плотности; г) диаграммы послойного распределения плотности в земной коре: 14 - диаграммы, цифрами на рисунке обозначены порядковые номера слоев, начиная сверху; 15 - уровни средневзвешенной плотности.

в целом показана рассчитанная с точностью до третьего знака величина плотности, чтобы выявить влияние глубинного распределения плотности по латерали, обусловленное небольшими ее изменениями.

### АСТЕНОСФЕРА

Подстилающей средой в модели исследуемой среды является астеносфера, кровля которой располагается на глубинах от 90 до 130 км. Вычисленная плотность астеносферного вещества изменяется в диапазоне от 3.388 до 3.369 г/см<sup>3</sup>, с максимальным расхождением всего в 0.019 г/см<sup>3</sup>. При детальном рассмотрении поведения плотности вдоль сечения (рис. 2в и 2г) можно отметить: 1) тенденцию понижения плотности астеносферного вещества в юго-восточном направлении; 2) под Ляодунским поднятием выделяется область астеносферы с минимальной плотностью вещества, а массы с максимальной плотностью при минимальных глубинах кровли астеносферы сосредоточены на северо-западе под Хэгэньшаньским поясом герцинид и северо-западной половиной Шара-Мурэнского пояса каледонид; 3) сформировалось два изменения плотности в 0.01 г/см<sup>3</sup>, совпадающих с перепадом глубин кровли астеносферы: один соответствует местоположению Пограничной гравитационной ступени, но имеет обратный ей знак, а другой - юго-восточной части Ляодунского поднятия. Обе эти границы, по крайней мере как вертикальные плотностные контакты, имеют свое продолжение вверх до подошвы земной коры и проникают в ее нижний слой.

В более общем плане, по средневзвешенной плотности астеносферная часть разреза в зоне Пограничной гравитационной ступени разбивается на две неравные доли: более плотную в северо-западной части разреза и менее плотную - в средней и юго-восточной.

### ЛИТОСФЕРА

Расчетная средневзвешенная плотность разреза литосферы (рис. 2в и 2г) равна 3.218 г/см<sup>3</sup>. Как и астеносфера, она по латерали разделяется на две такие же по протяженности части, но с обратным соотношением плотностей: менее плотная и меньшая по размерам часть занимает пространство над областью астеносферы с повышенной плотностью вещества и наоборот. Разность между средними значениями плотности этих блоков составляет около 0.03 г/см<sup>3</sup>.

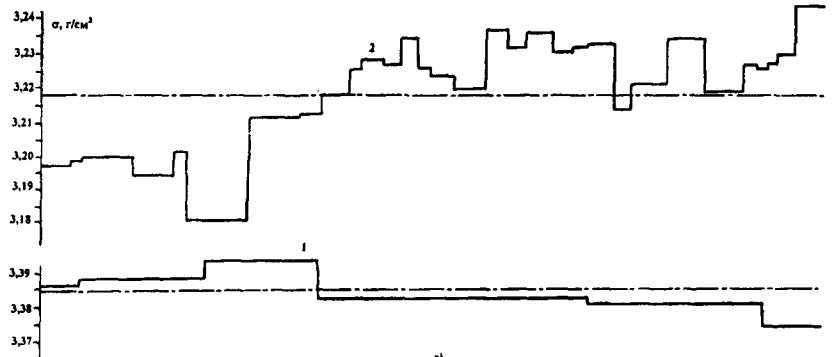
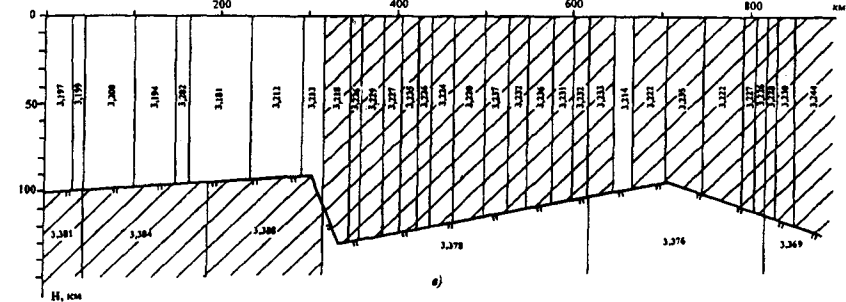
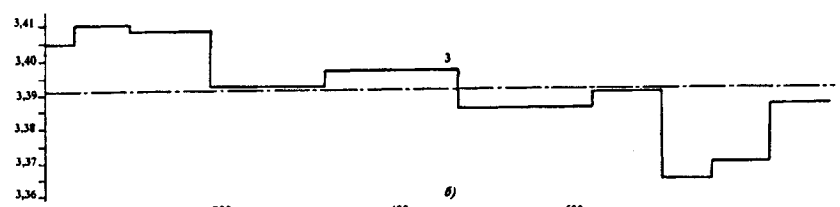
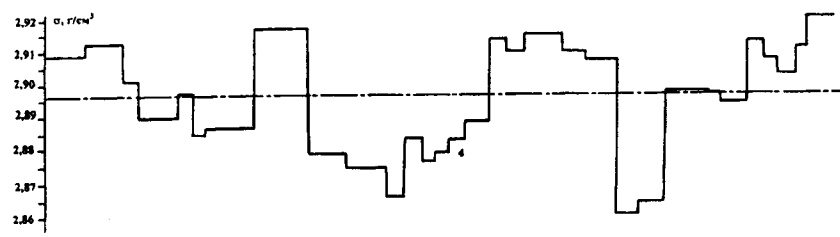
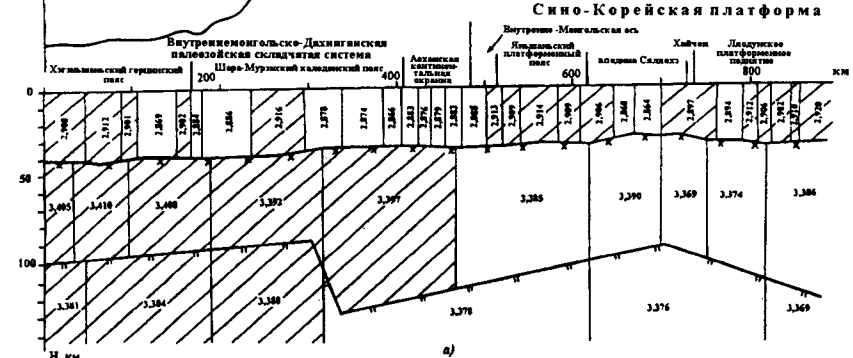
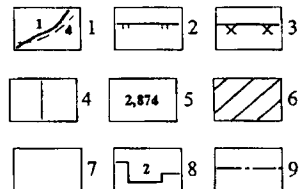
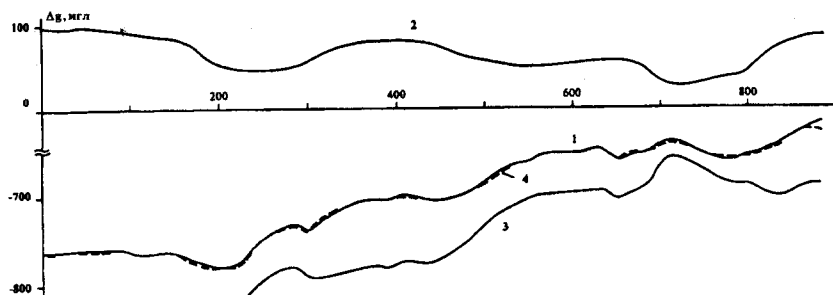
Горизонтальная дифференциация по плотности позволяет охарактеризовать геологические структуры. Так толща литосферы Хэгэньшаньского складчатого пояса имеет низкие значения средней плотности (3.194 - 3.202 г/см<sup>3</sup>), а аномально низкая плотность (3.181 г/см<sup>3</sup>) приходится на северо-западное крыло Шара-Мурэнского складчатого пояса и фиксируется самыми низкими значениями наблюдаемых аномалий. Далее, в юго-восточной половине этого пояса плотность литосферы ступенчато возрастает до 3.228 г/см<sup>3</sup>, а на границе с Аоханской континентальной окраиной она равна 3.235 г/см<sup>3</sup>. Затем плотность литосферы снижается и в центральной части Внутренне-Монгольской оси (500 км) достигает величины 3.220 г/см<sup>3</sup>. Еще более низкой плотностью (до 3.214 г/см<sup>3</sup>) обладает призма литосферы в центре впадины Сяляохэ (645 - 665 км), в то время как литосфера краевых ее частей сложена высокоплотными блоками. Литосфера северо-западной окраины Ляодунского поднятия имеет пониженную плотность (до 3.220 г/см<sup>3</sup>), которая затем постепенно нарастает до максимальных значений на краю геотраверса (3.244 г/см<sup>3</sup>). Во всех случаях зоны пониженной плотности фиксируются на профиле наблюдаемых аномалий локальными минимумами.

По результатам выполненных вычислений подкоровая часть литосферы по плотности дифференцирована несколько больше, чем подстилающая ее астеносфера: от 3.369 до 3.410 г/см<sup>3</sup>, с разницей 0.041 г/см<sup>3</sup> (рис. 2а и 2б). Как и в астеносфере, наибольшей плотностью характеризуется область под Хэгэньшаньским складчатым поясом (3.405 - 3.410 г/см<sup>3</sup>), а минимальной (3.369 - 3.374 г/см<sup>3</sup>) под Ляодунским поднятием. Обе эти области ограничены плотностными ступенями в 0.01 и 0.02 г/см<sup>3</sup>, соответственно с юго-востока и северо-запада. Остальная часть разреза (187 - 695 км), по плотности вещества расчленяется на крупные блоки, чередующиеся увеличением и уменьшением ее значений в диапазоне от 3.385 до 3.397 г/см<sup>3</sup>. В целом распределение плотностей в подкоровой части разреза может быть представлено прямоугольной синусоидой с максимальными амплитудами на концах траверса и с наклоном оси к юго-востоку.

Вычисленная средневзвешенная плотность подкоровой литосферы - 3.391 г/см<sup>3</sup>. Вблизи перехода от складчатых поясов к Сино-Корейской платформе (на 465 км) подкоровая литосфера делится по этому параметру на две примерно равные части, рис. 2а. В юго-восточной

**Рис.2.** Распределения вычисленной плотности в литосфере и астеносфере

Вертикальные сечения литосферы: а) - двухслойной, в) - однослойной; диаграммы распределения вычисленной плотности: б) - в земной коре и подкоровой литосфере, г) - в литосфере и астеносфере; 1 - кривые гравитационных аномалий, цифрами на рисунке обозначены: 1 - наблюдаемые; вычисленные от подошвы (2 - 4): 2 - двухслойной литосферы; 3 - земной коры; 4 - однослойной литосферы; границы (2 - 4): 2 - подошва литосферы; 3 - земной коры; 4 - вертикальные плотностные границы; 5 - вычисленные значения плотности, в г/см<sup>3</sup>; плотностная характеристика масс, слагающих слой разреза, относительно средней взвешенной величины их плотности (6, 7): 6 - массы с плотностью, равной средним значениям и выше; 7 - массы пониженной плотности; 8 - диаграммы распределения вычисленной плотности, цифрами на рисунке обозначены: 1 - в астеносфере; 2 - литосфере; 3 - подкоровом слое литосферы; 4 - земной коре; 9 - уровни средневзвешенной плотности.



половине, под Сино-Корейской платформой, сосредоточилось вещество с плотностью ниже средней величины, а в северо-западной, под складчатыми поясами - с плотностью выше средней ее величины. Блок с плотностью вещества близкой средней ( $3.392 \text{ г/см}^3$ ) располагается под северо-западной половиной Шара-Мурэнского складчатого пояса. Гравитационный эффект от кровли астеносферы всюду положителен и по форме представляет собой синусоиду с наклоном оси к юго-востоку с градиентом около  $0.060 \text{ мгл/км}$  практически по всей длине траверса, примерно до  $815 \text{ км}$  от его начала, затем начинается ее воздымание. Вычисленные аномалии четко отражают соотношение плотностей выше и ниже границы раздела между астеносферой и литосферой. Минимальные значения аномалий ( $18 \text{ мгл}$ ) совпадают с границей между впадиной Сяляохэ и Ляодунским поднятием. Относительный минимум здесь вызван минимальной плотностью подкорового вещества, выделенного в вершине конусообразного поднятия кровли астеносферы. Логично предположить, что увеличение значений гравитационных аномалий является отражением наметившегося нарастания плотности подкорового вещества в сторону Желтого моря. Максимальные значения аномалий ( $99.6 \text{ мгл}$ ) соответствуют распространению плотных масс подкорового вещества литосферы под Хэгэньшаньским складчатым поясом. Амплитуды локальных минимумов - максимумов достигают  $15 - 35 \text{ мгл}$ , а горизонтальная их ширина колеблется между  $70$  и  $160 \text{ км}$ .

### ЗЕМНАЯ КОРА

По плотности расчленяется на большое количество блоков (рис. 2а). Минимальная плотность достигает значения  $2.860 \text{ г/см}^3$ , максимальная -  $2.916 \text{ г/см}^3$ , средневзвешенная -  $2.896 \text{ г/см}^3$ . На юго-восточном окончании разреза коры выделяется короткий участок протяженностью  $25 \text{ км}$  с самой высокой плотностью вещества, равной  $2.920 \text{ г/см}^3$ . Можно отметить монотонное уменьшение плотности корового вещества в юго-восточном направлении в пределах палеозойских складчатых систем (рис. 2б). Снижение плотности происходит до границы Аоханской континентальной окраины, после чего плотность коры возрастает. В центральной части зоны Внутренне-Монгольской оси происходит увеличение плотности коры на  $0.025 \text{ г/см}^3$  (до  $2.913 \text{ г/см}^3$ ), затем, начиная с середины Яньшаньского платформенного складчатого пояса, начинается новый участок линейного снижения плотности до Ляодунского платформенного поднятия. Минимальная плотность земной коры  $2.860 - 2.864 \text{ г/см}^3$  установлена в средней части впадины Сяляохэ. По распределению плотности северо-западное крыло Шара-Мурэнского складчатого пояса резко отличается от юго-восточного. Похожее распределение плотности, но с зеркальным отображением относительно вертикальной оси и меньшим контрастом, отмечается и в области Хэгэньшаньского складчатого пояса. Наиболее протяженный

отрезок земной коры с повышенной плотностью слагающего его вещества ( $2.908 - 2.914 \text{ г/см}^3$ ) полностью вмещает в себя Яньшаньский складчатый пояс и частично - смежные геологические структуры.

Отдельные участки плотностного распределения земной коры находят отражение в наблюдаемых аномалиях, но основной гравитационный эффект определяется сейсмическим рельефом подошвы земной коры (кривая 3, рис. 2а). Обращает внимание отсутствие минимума над юго-восточным крылом Шара-Мурэнского складчатого пояса, хотя земная кора характеризуется здесь пониженной плотностью. Аналогичная картина наблюдается и на правом фланге траверса над Ляодунским платформенным поднятием, где при наличии плотной коры значения аномалий ниже ожидаемых. Из этого можно сделать вывод, что для этих участков соотношение плотности земной коры и подкоровой литосферы обратное. В целом, профиль гравитационного эффекта от подошвы земной коры более крутой - в направлении на юго-восток градиент повышения поля  $0.270 \text{ мгл/км}$ , чем профиль наблюдаемых аномалий -  $0.245 \text{ мгл/км}$ .

Имея модель послойного распределения плотностей в земной коре (рис. 1в и 1г), можно попытаться разложить гравитационные воздействия масс выделенных тел по горизонтальной оси в каждом слое, что одновременно даст и разложение их по вертикали послойно. Как и следовало ожидать, самый нижний слой разреза модели земной коры обладает минимальной дифференциацией по плотности, а самый верхний - максимальной. По величинам же этих изменений, наблюдается обратная картина: в четвертом слое перепад плотности составляет  $0.19 \text{ г/см}^3$ , а в первом -  $0.11 \text{ г/см}^3$ . Ниже приводится краткая характеристика плотностных особенностей слоев модели коры (снизу вверх).

Наибольшие значения плотности в четвертом слое выделены на отрезках траверса от  $100$  до  $230 \text{ км}$  ( $3.12 \text{ г/см}^3$ ) и от  $815 \text{ км}$  и далее ( $3.15 \text{ г/см}^3$ ), при средневзвешенной плотности слоя  $3.05 \text{ г/см}^3$ . Первый из этих отрезков располагается под смежными геологическими структурами - Хэгэньшаньским и Шара-Мурэнским складчатыми поясами, а второй - под Ляодунским платформенным поднятием. Самые низкие плотности в этом слое установлены на двух отрезках: один находится под юго-восточной половиной Шара-Мурэнского складчатого пояса, другой - под северо-западным краем Ляодунского платформенного поднятия. Между ними плотность этого слоя меняется мало: от  $3.04$  до  $3.07 \text{ г/см}^3$ . Гравитационный эффект от подошвы этого слоя в большой степени согласуется с распределением плотности в нем. Отчетливо выделяются минимумы, соответствующие участкам с низкой плотностью, на фоне линейного тренда с коэффициентом  $0.38 \text{ мгл/км}$ , который четко фиксируется с расстояния  $300 \text{ км}$  от начала траверса и далее. В северо-западной части профиля в нижнем слое коры сфор-

мировался максимум, вызванный наличием здесь высокоплотного вещества.

Третий слой обладает более сложным распределением плотности. Две области с наименьшими для этого слоя плотностями установлены на стыках Аоханской континентальной окраины и Внутренне-Монгольской оси (346 - 436 км) и грабена Сяляохэ с Ляодунским поднятием (680 - 758 км). Средневзвешенная плотность третьего слоя земной коры равна  $2.88 \text{ г/см}^3$ . Отрезки этого слоя с повышенной и пониженной плотностью относительно средней взвешенной величины перемежаются вдоль него фрагментами разной длины. Наиболее протяженный из них с низкой плотностью ( $2.77 - 2.86 \text{ г/см}^3$ ) и длиной 135 км находится в средней части разреза (346 - 481 км). Кривая, описывающая гравитационный эффект от подошвы этого слоя, представляет собой искаженную по амплитуде синусоиду с размахом около 150 мгл (над Ляодунским платформенным поднятием до 200 мгл). Вместе с тем достаточно хорошо проявляется линейный положительный, к юго-востоку, тренд с градиентом поля  $0.25 \text{ мгл/км}$ .

Главной особенностью второго слоя являются низкие значения плотности под впадиной Сяляохэ ( $2.69 - 2.79 \text{ г/см}^3$ ). При этом коровые образования с аномально низкой плотностью,  $2.69$  и  $2.74 \text{ г/см}^3$ , расположились в приграничных ее зонах. Пониженная плотность в виде относительно небольшого фрагмента слоя фиксируется под Ляодунским поднятием ( $2.74 \text{ г/см}^3$ ) и юго-восточным крылом Хэганьшаньского складчатого пояса ( $2.78 \text{ г/см}^3$ ). Второй слой земной коры, имеющий протяженный разрыв своей сплошности в средней части разреза, характеризуется средней взвешенной плотностью  $2.84 \text{ г/см}^3$ . Распределение отрезков слоя повышенной и пониженной плотности относительно средней взвешенной величины в значительной степени совпадает с таким же распределением в третьем слое. Кривая гравитационного эффекта от подошвы этого слоя имеет синусоидальный вид. Отдельные минимумы превышают 100 мгл.

Как уже было отмечено выше, по результатам выполненных вычислений первый слой разреза проявляет наибольшую расчлененность по плотности. Соотношения в слое масс различной плотности представляют собой чередование блоков с пониженной и повышенной плотностью, что на диаграмме распределения плотности выражается в виде ступеней различной амплитуды, отражающих как скачкообразные, так и постепенные изменения их по величине. В то же время, первый слой обладает относительно небольшим диапазоном изменений плотности по ее величине ( $2.78 - 2.89 \text{ г/см}^3$ ). Это вполне соответствует сглаженному характеру профиля наблюдаемых аномалий. Объяснение, возможно, заключается в большой вертикальной мощности этого слоя, при которой значительная приповерхностная плотностная гетерогенность составляет только небольшую часть толщи, а подавляющая масса слагающих его пород обладает отно-

сительной однородностью. Верхний слой земной коры мало отличается по средневзвешенной величине его плотности от второго -  $2.83 \text{ г/см}^3$ . Самые протяженные отрезки с повышенной плотностью выделяются в Хэганьшаньском поясе (120 км), большей части Яньшаньского пояса и частично во впадине Сяляохэ (110 км) и Ляодунском поднятии (от 796 км и далее). В строении последнего преобладают породы высокой плотности, благодаря чему его плотность достигает  $2.86 \text{ г/см}^3$ . Породы высокой плотности,  $2.86 \text{ г/см}^3$ , преобладают в средней части Яньшаньского пояса. Самая высокая плотность масс ( $2.88$  и  $2.86 \text{ г/см}^3$ ) выделена в северо-западной части Шара-Мурэнского пояса, а самые низкие в средней части впадины Сяляохэ ( $2.78$  и  $2.80 \text{ г/см}^3$ ). Породы, слагающие Аоханскую континентальную окраину и северо-западную половину зоны Внутренне-Монгольской оси, формируют плотность верхнего слоя, близкую к  $2.80 \text{ г/см}^3$ . Гравитационный эффект от подошвы верхнего слоя представляет собой рельеф синусоидальной формы. Максимальная (отрицательная) аномалия величиной около 100 мгл отмечается над Внутренне-Монгольской осью. В целом, гравитационный эффект качественно находит свое отражение в рельефе наблюдаемых аномалий. Однако амплитуда этих колебаний превышает амплитуды локальных аномалий наблюдаемой кривой. Это говорит о том, что приповерхностный слой хотя и оказывает большое влияние на формирование наблюдаемых аномалий, но его эффект является лишь одной из составляющих суммарного гравитационного эффекта.

#### КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛОТНОСТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СЛОЕВ РАЗРЕЗА

На рис. 3а приведены результаты расчетов гравитационных эффектов следующих границ: подошвы литосферы, земной коры, третьего, второго и первого ее слоев. На рис. 3б показаны гравитационные эффекты от границ слоев разреза, просуммированные с нарастанием последовательно, начиная с кровли астеносферы. Для наглядности их вклада в формирование рельефа наблюдаемых аномалий, все кривые приведены к уровню последних. Плотностные характеристики слоев (астеносферы, литосферы в целом, подкоровой литосферы, земной коры и четырех ее слоев) представлены в виде диаграмм распределения плотностных неоднородностей в каждом слое и призм, блоков на рис. 2 и рис. 1, в порядке перечисления. Рассмотрение этих рисунков показывает, что наиболее полное совпадение наблюдаемой кривой и расчетной обусловлено плотностным распределением в литосфере в целом (кривая 4, рис. 2а). При этом основной вклад в гравитационный эффект и форму кривых вносится сейсмическим рельефом земной коры и дефицитом ее плотности относительно подкоровой литосферы (кривая 2, рис 3а, кривая 3, рис 2а)

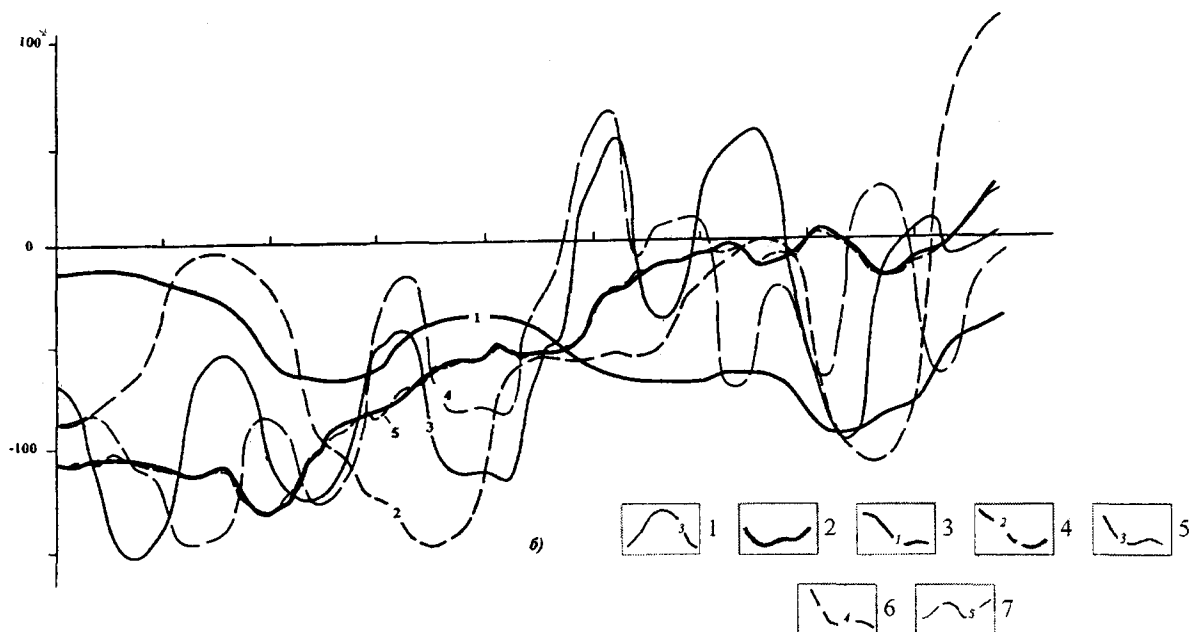
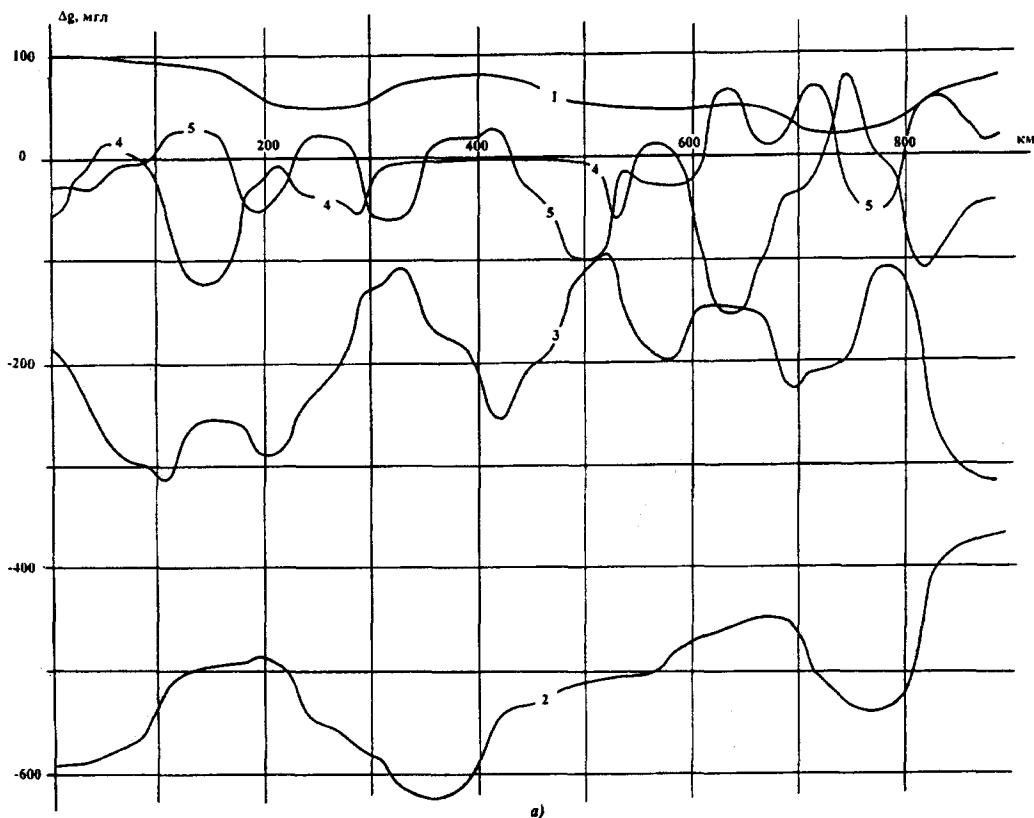


Рис.3. Вычисленные гравитационные эффекты.

*а)* от гравитирующих контактов (подшвы слоев разреза); *б)* результаты последовательного суммирования этих же гравитационных эффектов снизу вверх; *а)* 1 - гравитационные эффекты, цифрами обозначены номера кривых, которым соответствуют следующие гравитирующие контакты: 1 - литосферы; 2 - земной коры; слоев земной коры: 3 - третьего; 4 - второго; 5 - первого; *б)* 2 - наблюдаемые аномалии; гравитационные эффекты: 3 - от подошвы литосферы; 4 - суммарный гравитационный эффект от подошвы литосферы и подошвы земной коры; 5 - то же плюс от подошвы третьего слоя; 6 - то же плюс от подошвы второго слоя; 7 - от всего подобранного разреза.



Интересно оценить гравитационный вклад каждого из слоев модели в наблюдаемые аномалии по обобщенным средним показателям. При всей кажущейся очевидности, это сопряжено с таким затруднением, как наличие не простых и коррелируемых между гравитирующими границами аномалий с достаточно высоким коэффициентом, а серий смежных и разнообразных по размерам, форме и интенсивности экстремумов со слабой корреляцией их между сериями. Для решения поставленной задачи разделим вклад гравитирующих границ на две составляющие: общий вклад в интенсивность аномалий, определяемый уровнем постоянной составляющей, и вклад, определяющий форму суммарной аномальной кривой.

Вклад первой из этих составляющих удобно рассмотреть совместно со средней взвешенной величиной вычисленной плотности слоев модели. Если проанализировать средневзвешенные плотности слоев модели и подстилающей среды, то получится стройная почти классическая картина, отражающая общую тенденцию изменения плотности разреза по вертикали (астеносфера -  $3.379 \text{ г/см}^3$ , подкоровая часть литосферы -  $3.391 \text{ г/см}^3$ , нижний слой земной коры -  $3.05 \text{ г/см}^3$ , третий слой -  $2.88 \text{ г/см}^3$ , второй слой -  $2.84 \text{ г/см}^3$ , верхний слой -  $2.83 \text{ г/см}^3$ ) и ее контрастность на субгоризонтальных границах, отвечающую устоявшимся представлениям: в подошве литосферы  $+0.012 \text{ г/см}^3$ , в подошве земной коры  $-0.341 \text{ г/см}^3$ , в подошве третьего слоя  $-0.17 \text{ г/см}^3$ , в подошве второго слоя  $-0.04 \text{ г/см}^3$ , в подошве верхнего слоя  $-0.01 \text{ г/см}^3$ . Естественно предположить, что гравитационный вклад в суммарную аномалию каждой из этих границ соизмерим с разностью между уровнем соответствующего гравитационного эффекта и уровнем наблюдаемых аномалий. Действительно, полученные разности в уровнях аномалий, выстроенные по убыванию абсолютной величины, практически полностью повторили последовательность гравитационных контактов, составленную для контрастов плотности, в соответствии с которой приводим вычисленные значения, округленные до целого: 112, -466, -153, 18 и 46 мгл. Приведенные величины отличаются от значений однородных аномалий, которые можно вычислить по осредненным контрастам и глубинам гравитирующих контактов, для сравнения: 55, -540, -200, -40 и -5 мгл. Эта разница возникает, по всей вероятности, за счет того, что уровень гравитационных аномалий, как обычно он принимается, когда аномалии не имеют асимптотического выхода в нормальное поле, очень сильно зависит от общего их рельефа, наличия в нем трендов, а при автоматическом подборе, как в данном случае, еще и от интенсивности отдельных локальных экстремумов, в противоположность графическому (или ручному) выбору уровня аномалий, где большое влияние оказывает субъективность интерпретатора. Как видно из полученных чисел, в обоих случаях наибольший вклад в гравитационное поле генерирует подошва зем-

ной коры (рис. 3а, кривая 2), что соответствует и наибольшему контрасту между плотностью вещества коры и подкоровой части литосферы. Второе место, по общему гравитационному влиянию на величину постоянной составляющей занимает контакт между наиболее плотными образованиями земной коры в подошвенном слое и менее плотными - в средней ее части (кривая 3). Третье значение по своему вкладу, но с обратным знаком по отношению ко всем остальным, имеет гравитационный эффект от кровли астеносферы (кривая 1). Дополнения в постоянную составляющую суммарных аномалий от подошвы второго и первого слоев небольшие и основное влияние их локальных экстремумов направлено на формирование рельефа суммарных аномалий. Все это хорошо согласуется и просматривается на графиках распределения аномалий (кривые 4 и 5).

Таким образом, инверсия плотности по средним показателям слоев разреза фиксируется лишь в нижнем слое - астеносфере, а по неосредненным также и в трех верхних слоях земной коры, о чем говорят положительные значения уровней приведения гравитационных эффектов к наблюдаемым аномалиям от двух верхних гравитирующих контактов. Три нижние границы модели создают основной фон, наложение на который локальных аномалий от двух верхних окончательно приводит морфологию суммарных аномалий в соответствие с рельефом наблюдаемого гравитационного поля, рис. 3б. Аномалии от астеносферного слоя, положительные по знаку (кривая 1), ведут себя дискордантно по отношению к наблюдаемым аномалиям. При наложении на аномалии от астеносферы гравитационного эффекта от подошвы земной коры, их суммарный эффект создает две пары смежных экстремумов (кривая 2). Одна из них, с разностью амплитуд в 150 мгл, охватывает практически всю северо-западную половину траверса (до 405 км), другая, с разностью амплитуд почти в 220 мгл, пространственно расположилась от 700 км на юго-восток. Между этими парами экстремумов выделяется участок с аномалиями примерно равных значений (405 - 550 км), переходящий к юго-востоку в относительный максимум с амплитудой около 60 мгл. Вместе они создают фон, который можно принять как конформный по отношению к наблюдаемым аномалиям на этом участке профиля. Добавление к суммированным аномалиям гравитационного эффекта от третьей сверху гравитирующей границы, создает рельеф, который как бы сопровождает наблюдаемые аномалии, пересекая их знакопеременными, по отношению к нему, локальными экстремумами (кривая 3). Это можно объяснить сложением линейных трендов гравитационных эффектов, на которые было обращено внимание ранее: двух положительных в юго-восточном направлении от нижних слоев земной коры и отрицательного, создаваемого подошвой литосферы. Следовательно, в совокупности они как раз и задают наблюдаемый наклон уровня постоянной составляющей измеренных аномалий. Похо-

жая ситуация получается при добавлении гравитационного эффекта от второй сверху гравитирующей границы. В отличие от только что рассмотренных особенностей, можно отметить уменьшение разности амплитуд между локальными максимумами и минимумами, а также своего рода фазовый сдвиг экстремумов по отношению к предшествующему суммированию (кривая 4). Наконец, приобщение к полученной сумме аномалий гравитационного эффекта от самого верхнего контакта дает окончательный результат - вычисленные аномалии от модели, которые отличаются от наблюдаемых менее чем на 5.0 мгл (кривая 5).

При анализе гравитационных эффектов от самой верхней и второй гравитирующих границ, обращает на себя внимание зеркальное поведение форм их рельефа почти на всем протяжении траверса (кривые 4 и 5, рис. 3а). Это нетрудно истолковать с помощью полученного распределения плотностей как инверсное расположение плотностных масс верхнего слоя относительно лежащих ниже, что действительно имеет место (рис. 1в и 1г). На аномальных кривых инверсия плотности фиксируется положительными (больше нуля) значениями аномалий. Проявление инверсии плотностей, но в меньшей степени, можно отметить и по их соотношениям во втором и третьем слоях. Следовательно, интенсивность локальных минимумов на профиле наблюдаемых аномалий определяется не простым соотношением плотностей на контактах, ограничивающих плотностные неоднородности приповерхностного слоя, а сложением всего спектра эффектов от гравитирующих границ, лежащих ниже него.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ ПРИРОДЫ АНОМАЛИЙ И ОСОБЕННОСТЕЙ ПЛОТНОСТНОГО РАЗРЕЗА

Наиболее яркими плотностными и гравитационными аномалиями отдельных слоев и разреза в целом по геотраверсу Дун Учжучусинь - Дунгоу являются: Дахинган-Тайхан-Улинская (Пограничная) гравитационная ступень, нижнекоровый Хэгэньшаньский максимум плотности, Западно-Шарамурэнский гравитационный минимум, аномалии впадины Сяляохэ, аномалии Хайченской сейсмической зоны, Ляодунский гравитационный максимум.

Дахинган-Тайхан-Улинская гравитационная ступень, по мнению китайских исследователей [7], имеет полигенную природу: литосферный разлом, резкое изменение мощности земной коры, горизонтальная неоднородность плотности мантии, поле повышенной плотности мантии [5], воздействие Тихоокеанской плиты, боковой мантийный крип. Меньшее внимание в предыдущих работах уделялось количественной оценке гравитационного эффекта этой аномалии и всей Пограничной ступени методами гравитационного моделирования. Лишь в работе Ван Маоци [11], посвященной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий по профилю Хэй-

шуй - Цюаньчжоу, приведена оценка гравитационного эффекта Улинской части ступени, который, по его мнению, обеспечивается изменением мощности земной коры. Плотностная ступень в мантии (на ее поверхности и в астеносфере) меняет знак - к западу от ступени плотность мантии выше, чем к востоку. Выполненные нами расчеты плотностного распределения в слоях и гравитационного эффекта от их подошвы в земной коре и верхней мантии на профиле Дун Учжучусинь - Дунгоу существенно уточняют приведенные выше выводы. Подтверждена смена знака плотностной ступени в астеносфере. Поскольку такой же результат получен и на профиле Инсянь-Цзыбо [3], то он может рассматриваться как закономерный на большом отрезке Пограничной зоны. Вклад рельефа поверхности Мохо в гравитационный эффект ступени по расчетам значительный, что согласуется с данными упомянутых выше работ [3, 11]. Распределение плотности в литосфере (рис. 2в, г, диаграмма 2) создает наилучшее совпадение наблюдаемой и расчетной кривых силы тяжести, в то время как знак плотностной ступени в земной коре в целом меняется на обратный (рис. 2б, диаграмма 4) и не согласуется со знаком гравитационной ступени (рис. 2а, диаграмма 3). Проявление гравитационной ступени в отдельных слоях земной коры неоднозначное: во втором и третьем слоях характер изменения гравитационного поля и плотности согласный, в четвертом и первом - противоположный по знаку (рис. 1г, рис. 3а). Таким образом, эффект гравитационной ступени определяется распределением плотности литосферного слоя в целом и согласуется с изменением мощности земной коры. Инверсия знака гравитационной ступени на разных глубинных уровнях свидетельствует об активных, но не одновременных геодинамических процессах формирования глубинного разреза, отраженного в интенсивности гравитационной ступени. По-видимому, с этим связано многообразие объектов, контролируемых Пограничной зоной.

Хэгэньшаньский максимум плотности отчетливо выражен в четвертом и третьем слоях земной коры избытком плотности 0.05 - 0.10 г/см<sup>3</sup> (рис. 1в и 1г). Подстилающая мантия также имеет повышенную плотность. Во втором слое коры максимум плотности сменяется инверсным по отношению к первому слою минимумом плотности с ее дефицитом 0.07 - 0.11 г/см<sup>3</sup>. На поверхности им соответствует Хэгэньшаньская зона Солунь-Хэгэньского пояса герцинских офиолитов, тела которых фиксируются локальными максимумами силы тяжести. Инверсия плотности в коре в сочетании с другими факторами может способствовать нахождению офиолитовых тел на поверхности и их изостатическому уравниванию. Она же показывает, что наряду с обстановками сжатия (конвергенция палеоплит), здесь существовали условия растяжения - Си-Учжучусиньская тафрогенная зона по Тан Кэдуно [8, 10].

Большой интерес представляет интерпретация глубинной природы Западно-Шарамурэнского гравитационного минимума. Как было сказано выше, это область резкого изгиба Дахинган-Тайханской гравитационной ступени, сочленения Дахинганского и Иньшаньского вулканических поясов, ареала мезозойского кислого магматизма и высокой концентрации месторождений и проявлений золота. Гравитационному минимуму соответствует минимум плотности в литосфере, который прослеживается как в земной коре, так и в подкоровой литосфере. В самой коре наблюдается чередование минимумов и максимумов плотности: соответственно, первый, третий и второй, четвертый слои - с инверсией плотности в третьем слое по отношению к второму. Таким образом, устанавливается связь магматических образований и минерализации с разуплотнением литосферы при наличии в коре смены блоков пониженной и повышенной плотности с глубиной.

Другим важным структурным элементом, контрастно проявленным на глубинных разрезах, является нефтегазоносная впадина Сяляохэ, расположенная в зоне разломов Танлу. К основным характеристикам глубинного разреза и плотностных моделей литосферы впадины относятся: подъем кровли земной коры и астеносферного слоя, понижение средней плотности литосферы и земной коры в центре впадины и повышение на ее краях, положение на стыке блоков подкоровой литосферы с разной плотностью - повышенной в западном и пониженной в восточном (рис. 2а), инверсия плотности во втором слое по отношению к первому (рис. 1в). Эти характеристики показывают связь нефтегазоносной впадины, рифтогенной зоны и разлома Танлу с глубинным строением литосферы и астеносферы, т.е. на большую глубину контролирующих впадину структур.

Контрастно выражен глубинный разрез района Хайчэнского землетрясения, расположенного в восточном борту впадины Сяляохэ. Его очаг и очаги землетрясений Инкоу-Хайчэнской площади находятся в кровле волновода - второго слоя плотностного разреза земной коры с инверсией плотности по отношению к первому слою. Этот слой является также электропроводящим. Блоки с пониженной плотностью, относительно смежных по латерали, под очагами землетрясений трассируются вниз к подошве коры (рис. 1в и 1г). В подкоровой литосфере району Хайчэнского землетрясения отвечает блок низкой плотности с дефицитом  $0.1 - 0.2 \text{ г/см}^3$  (рис. 2а и 2б).

Ляодунский гравитационный максимум находится на краю геотрансекта и закартирован не полностью. Ему соответствует плавное градиентное увеличение мощности земной коры и литосферы, повышение средней плотности земной коры и подкоровой литосферы, уменьшение плотности астеносферы. Плотностная дифференциация земной коры значительная: инверсия плот-

ности второго слоя относительно первого, пониженная плотность во втором и третьем слоях, повышенная в первом и, особенно, в четвертом (дефицит плотности с соседними блоками слоя  $0.17 \text{ г/см}^3$ ). В тектоническом отношении гравитационный максимум отвечает юго-восточной части Ляодунского поднятия Сино-Корейской платформы. Наряду с раннедокембрийскими комплексами здесь распространены мезозойские гранитоиды. Наличие высокоплотных толщ в низах коры и подкоровой литосфере в сочетании с инверсией плотности в средней коре может быть признаком вывода на поверхность глубинных образований. К западу от Ляодунского максимума силы тяжести расположен Ляонинский район алмазных кимберлитов.

Помимо рассмотренных аномалий, в плотностном разрезе литосферы геотрансекта №13 можно выделить еще ряд неоднородностей геологической природы, которая не объяснена из-за недостатка данных. В частности, к ним относится нижнекоровый Восточно-Шарамурэнский минимум плотности, находящийся под раннепалеозойской окраиной Северо-Китайского континента.

Переходя к обобщенным характеристикам плотностного разреза в целом, обратим внимание на два основных фактора: 1) отражение в нем главных тектонических подразделений - Внутренне-Монгольской-Дахинганской палеозойской складчатой системы и Сино-Корейской платформы; 2) обеспечение им гравитационного эффекта двух крупных гравитационных аномалий - внутриконтинентального регионального минимума и окраинно-континентального максимума, разделенных Дахинган-Тайхан-Улинской (Пограничной) ступенью.

Первый фактор показывает соответствие тектонического районирования глубинному строению литосферы. В качестве обобщенных плотностных характеристик здесь могут быть приняты повышенная средняя плотность земной коры докембрийской платформы и пониженная относительно нее плотность земной коры палеозойской складчатой системы, и, наоборот, пониженная средняя плотность подкоровой литосферы платформы и повышенная - складчатой системы.

В качестве характеристик второго фактора выступают средняя мощность земной коры - повышенная для внутриконтинентального минимума и пониженная для окраинно-континентального максимума и средняя плотность литосферы в целом - пониженная в области минимума и повышенная в области максимума. Положение границы между указанными подразделениями тектонического и гравитационного районирования не совпадает, геофизическая граница находится северозападнее геологической. Эти характеристики подчеркивают связь геологического строения с глубинной структурой литосферы и активное воздействие тихоокеанской литосферы на континентальную.

## ВЫВОДЫ

1. С помощью разработанной методики посл. йного плотностного моделирования получена новая дополнительная информация об особенностях плотностного разреза геотраверса Дун Учжучусинь - Дунгоу.

2. Дана количественная оценка вклада в суммарный гравитационный эффект гравитирующих границ, слоев, блоков разреза и крупных его подразделений (земной коры, литосферы, верхней части астеносферы). Определено положение в разрезе источников основных аномалий.

3. Рассчитана плотностная модель важнейшей геофизической границы на востоке Азии - Пограничной (Дахинган-Тайхан-Улинской) гравитационной ступени, отделяющей окраину континента от внутренних ее областей. Впервые показано, что гравитационный эффект ступени обусловлен распределением плотностей в литосферном слое в целом при значительной роли мощности земной коры; отмечена смена знака плотностной ступени в нижнекоровом слое и в астеносфере.

4. Установлена связь тектонических элементов (платформ, складчатых систем, впадин, тектонических зон) с глубинным строением, геодинамикой и плотностными характеристиками земной коры и верхней мантии, подтверждающая редуцирование древней коры, сохранение на глубине реликтов палеоокеана, горизонтальные перемещения слоев и т. д.

5. Слабо изучено влияние приповерхностных плотностных неоднородностей из-за недостатка петрофизической и геологической информации о свойствах и структуре приповерхностных образований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Малышев Ю.Ф. Связь поверхностных и глубинных структур на окраине Восточной Азии (проблема западной глу-

бинной границы зоны сочленения континент - океан). Материалы 1-го Совет.-Китайск. симпозиума в г. Находке // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С.45-46.

2. Миронов В.С. Курс гравиразведки. Л.: Недра, 1980. 543 с.

3. Подгорный В.Я. Методика посл. йного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. N.6. С. 103-108.

4. Cao Conzhon, Yang Fanglin, Tian Changlie Yuan Chao. The ophiolite in Hegehshan district, Nei Mongol and position of sature line between Sino-Korean and Siberian plates. P. 64-83 / /Деревод N 11480 с кит. Дальневост. Отделением Торговой п. аты. Хабаровск. 1986. 34 с.

5. Feng Rui. Crustal thickness and densities in the upper mantle beneath China - the result of three dimensional gravity inversion //Acta Seismol. Sinica. 1985. V. 7, N.2. P. 143-156.

6. Global geoscience transect 13 //Compilation committee of geoscience transect N 13. Seismological Press Beijing, China, 1992.

7. Liu Wansong, Shi Baolin et al. A research for the cause of formation the Daxinganlin gradient zone of gravity anomaly // Geophys. Res./Manzhouli-Suifenhe Transect (M-S YT), Cangchun, 1994. F.18-23.

8. Lu Zaoxun, Xia Huaiquan. Geoscience transect from Dong Ujimqin Qi (Nei Mongol) to Donggou (Liaoning) //Chinese Journal of Geophysics. 1994. V. 37, No 2. P. 259-268.

9. Sengor A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis //Tectonic Evolution of Asia. Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press. 1996. P.486-614.

10. Tang Kedong. Tectonic development of fold belt and metallogenic regularities at northern side of the Sino-Korean continental platform. Beijing University Press, Beijing. 1992.

11. Wang Maoji. Gravity and magnetic interpretation of Heishui-Quanzhou geoscience transect //Acta geophysica Sinica. 1994. V. 37, No 3. P.321-329.

12. Wei Yongfu, Lu Yingjie, Jiang Xiongxin et al. //Gold Deposits of China. Shenyang, 1994. 329 p.

13. Zhang Zh. M., Lion J.Y., Coleman R.Y. Outline on the plate tectonics of China //Geol.Soc. of Amer. Bull. 1984. V. 95, No 3. P. 295-312.

Поступила в редакцию 27 января 1998 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

*V.Ya. Podgorny and Yu. F. Malyshev*

### Layer-by-layer density modeling of the lithosphere on the geotraverse Dong Ujimqin - Donggou, East China

Based on elaborated method of determining layer-by-layer density distribution the quantitative evaluation of the gravitational contribution to the measured gravity field of the crust and lithosphere boundaries along the geotraverse Dong Ujimqin—Donggou, East China, is given. The connection is revealed between the structural elements of the Sino-Korean Platform, paleozoic fold systems and their junction and the deep structure, geodynamics, and density characteristics of the crust and upper mantle. This confirms the reducing of the ancient crust, remainder of relicts of the paleocean at depth and horizontal displacements of the layers. The new additional information is obtained on the most important geophysical boundary in the east of Asia - the "Pogranichnaya" (Dahinggan-Taihang-Wulin) gravitational step separating the continental margin from its internal areas. It is shown first that the gravitational effect of the step is caused by density distribution within the lithospheric layer as a whole with the significant role of the crustal thickness. Change of the sign of the density step at the lower crustal layer and the asthenosphere is noted.

## РЕТРОСПЕКТИВНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ НА БАЗЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ (ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ, ПРИМОРЬЕ)<sup>\*)</sup>

*Ф.И.Манилов\*, Е.Г.Иволга\*\**

*\*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск*

*\*\*Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск*

Предложен вариант методики построения возрастных структурных срезов на базе палеогравиационных реконструкций путем комплексирования геофизических, петрофизических (включая палеомагнитные) и модельных исследований. Приведены результаты апробации предложенного подхода (реализован на двух уровнях детальности) на примере юго-западной части Ханкайского массива. Получены некоторые новые данные: по реперным определениям палеомагнитных полюсов, эволюции структурного плана территории, начиная с раннего кембрия до кайнозоя, по дополнительным структурно-временным закономерностям размещения флюоритового, оловянного и уранового оруденения.

### ВВЕДЕНИЕ

Известен целый ряд геологических методик палеогеотектонических реконструкций. Ниже рассмотрен вариант построений на базе палеогравиационных преобразований для условий жестких консолидированных сооружений, подвергшихся после своего становления процессам тектономагматической активизации (ТМА). Особое внимание к периоду ТМА обусловлено в том числе продуктивностью этого периода в отношении эндогенного рудообразования.

Динамику структурных перестроек в период ТМА характеризует комплект хронологически ранжированных структурных схем - структурных возрастных срезов различных этапов активизации. В качестве индикаторов активизации приняты разновозрастные магматические продукты, хронологическая ранжировка которых позволила условно определиться с этапами активизации.

В работе понятия "палеогравиационные реконструкции" и "возрастные привязки гравитационных полей" приняты с определенной мерой условности. Общий уровень (интенсивность) и даже знак аномального поля в целом за рассматриваемый период геологического времени мог измениться. Под палеогравиационными реконструкциями мы подразумеваем последовательное восстановление локальной составляющей поля, обусловленной композициями разновозрастных локальных петроплотностных неоднородностей.

### ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ МЕТОДИКИ

В основу принятой методики исследования положены следующие исходные позиции:

1. Картина гравитационного поля изучаемой территории определяется ее вещественно-структурными особенностями.

2. Основные особенности морфологии гравитационных полей срединных массивов и раннепалеозойских террейновых сооружений сформировались к моменту консолидации включающих их складчатых структур до начала тектономагматической активизации.

3. Последующие деформации поля обусловлены последовательным формированием магматических, метасоматических и иных продуктов ТМА, а также развитием депрессионных структур, заполненных осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями.

4. Глубинные проявления ТМА обуславливают широкоареальные относительно плавные изменения поля, которые в первом приближении можно рассматривать в качестве фона, несущественно нарушающего морфологию композиции локальных аномалий.

В качестве основы для палеоструктурных построений использованы комплекты палеогравиационных карт, хронологически ранжированных в соответствии с намеченными этапами ТМА. Реконструкция палеогравиационных полей проводилась путем отдельного моделирования гравитационных эффектов разноэтапных продуктов ТМА и последовательного (начиная с наиболее молодых образований) исключения их из наблюдаемого поля ("временное" редуцирование), т.е. получение эффекта последовательного замещения изъятых масс вмещающими толщами.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В целом принятая технология включала создание объемных физико-геологических моделей (ФГМ), возрастное ранжирование продуктов ТМА с предварительным уточнением ее этапов, дифференцированное моделирование и последовательное исключение гравитационных эффектов разноэтапных продуктов ТМА, постро-

<sup>\*)</sup> Публикуется в дискуссионном порядке

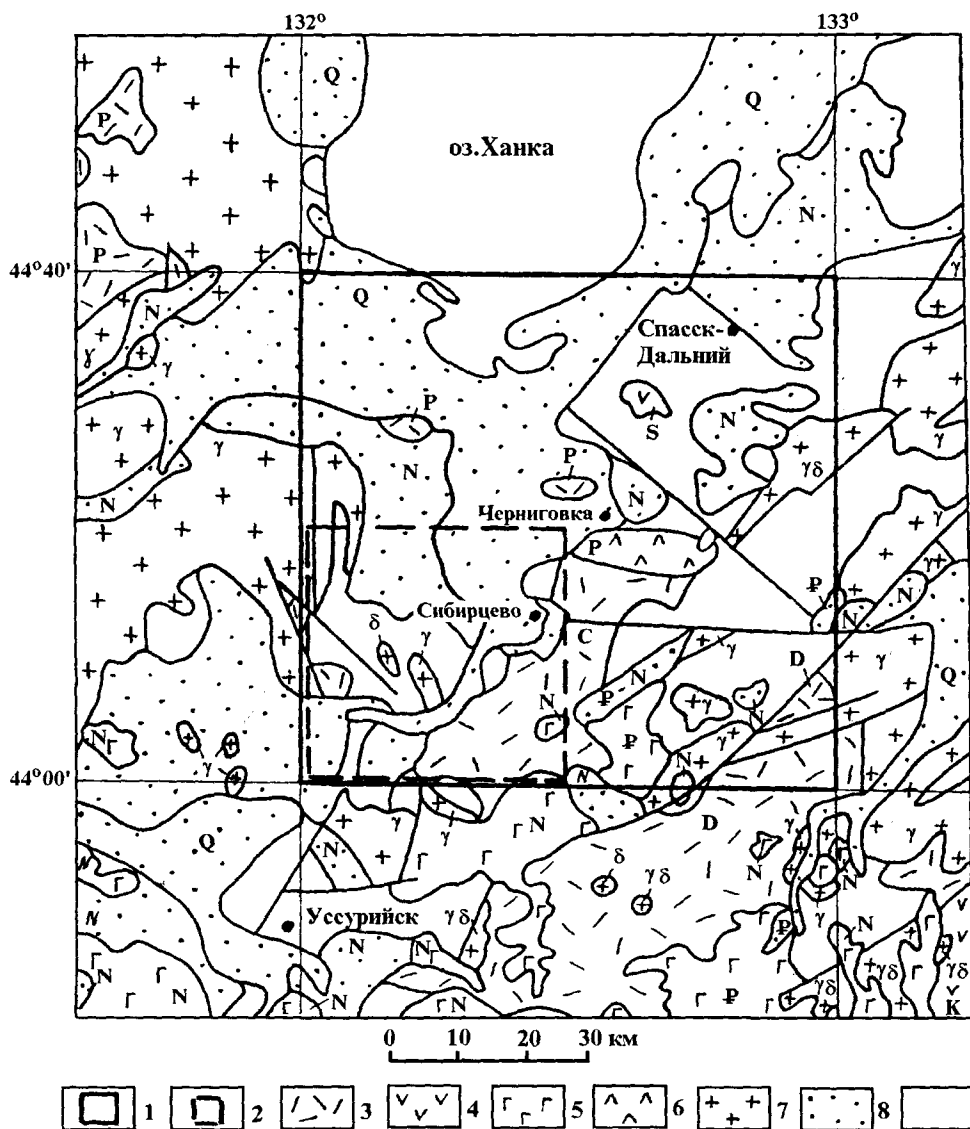


Рис.1. Схема размещения исследуемых площадей (геология по Л.Ф.Назаренко, В.А.Бажанову, Ю.Н. Олейнику, 1986)

1. Площадь среднemasштабных исследований (Черниговская площадь).
2. Площадь крупномасштабных исследований (Вознесенский участок).

Континентальные вулканические образования: 3 - кислого состава, 4 - среднего состава, 5 - основного состава, 6 - нерасчлененные умеренно-кислого и среднего состава, 7 - интрузивные породы, 8 - неоген-четвертичные отложения, 9 - докайнозойские осадочные толщи.

ение серии карт остаточных полей, комплекта возрастных структурных (либо геолого-структурных) срезов, возрастное ранжирование структурных элементов на геолого-структурных картах, установление пространственно-временных связей рудоносности с разновозрастными структурными элементами.

Исследования проведены на двух уровнях - среднemasштабном и крупномасштабном. Среднemasштабными исследованиями была охвачена территория площадью более 5000 км<sup>2</sup> (Черниговская площадь, рис.1), крупномасштабными - 1300 км<sup>2</sup> (Вознесенский участок).

Принципиальные отличия технологии средне- и крупномасштабных исследований сводятся к следующему.

Среднemasштабные исследования проводились на базе среднemasштабной гравиметрии, крупномас-

штабной аэромагнитометрии, материалов средне- и крупномасштабных геологических съемок. Возрастное ранжирование продуктов ТМА и петрофизическое обеспечение проведены на основе ранее выполненных радиологических исследований и обобщенных петрофизических характеристик пород района. При моделировании готовилась только объемная ФГМ разновозрастных магматитов. Для ее построения использовались гравиметрические данные, результаты аналитических расчетов, аналитическое продолжение потенциальных полей и их нормированных градиентов в нижнее полупространство (построение объемных схем полей) [6].

Крупномасштабные исследования выполнены на базе крупномасштабных гравимагнитных и геологических съемок с существенным объемом электроразведочных (ВЭЗ) работ. Для возрастного ранжирования продуктов ТМА и петрофизического обеспечения выполне-

ны целевые радиологические и палеомагнитные исследования, комплекс петрофизических работ. Построена объемная ФГМ исследуемой территории в целом.

В процессе возрастного ранжирования магматических образований проводилась возрастная привязка всех магматических (вулканиты, интрузивы) образований территории и уточнение этапов ТМА. Возрастная привязка осуществлялась путем создания целевой реперной сети и передачи с помощью площадных палеомагнитных исследований возрастных характеристик на все магматиты изучаемой территории. Укрупненное выделение этапов ТМА осуществлялось группированием палеомагнитных оценок с учетом эллипсов доверия и выделения отрезков времени, характеризующихся отсутствием проявления магматитов. Объемные ФГМ строились по результатам комплексной интерпретации всех материалов, расчеты гравитационных эффектов магматитов и депрессионных структур выполнялись по программе трехмерного моделирования.

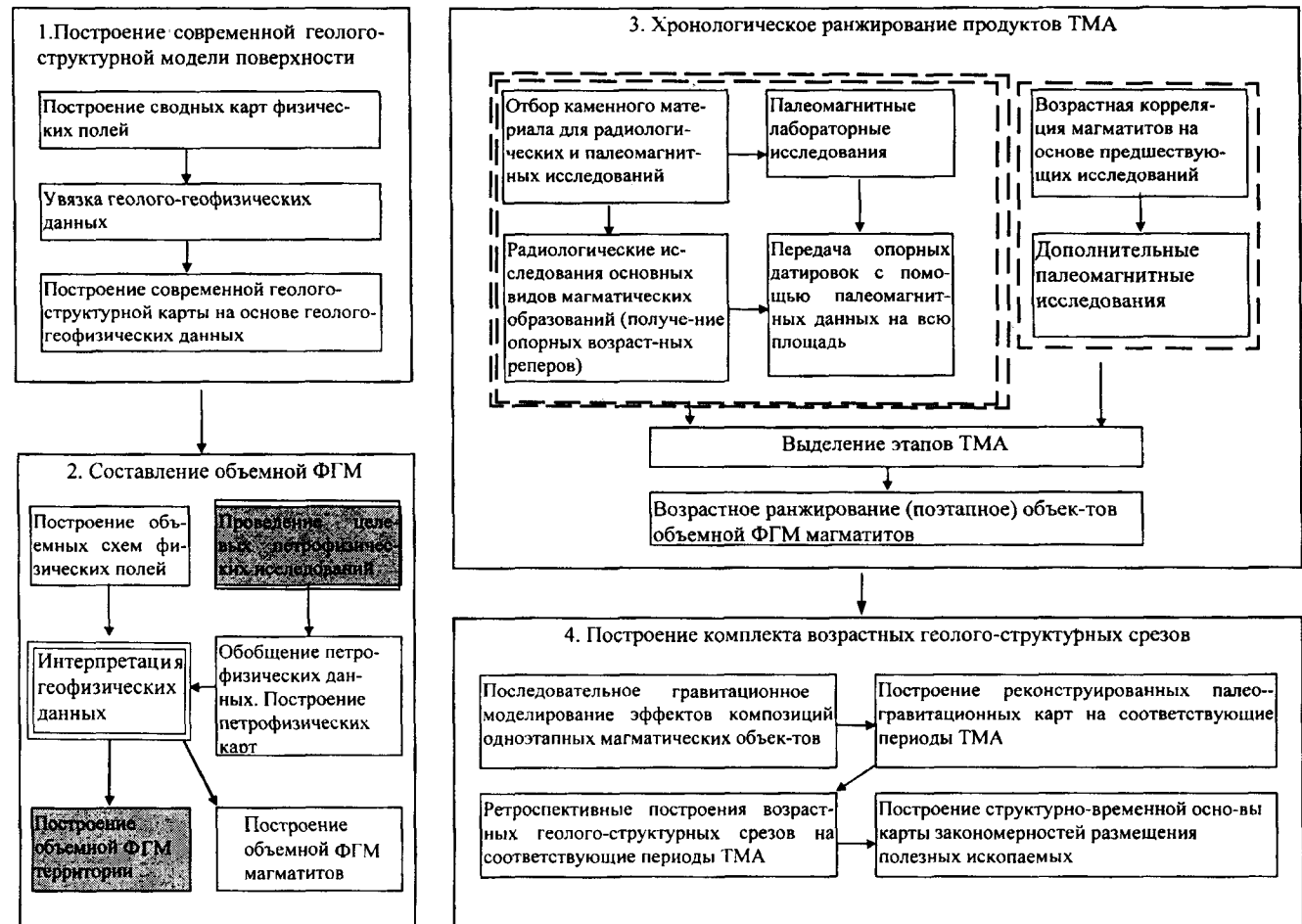
Технология ретроспективных построений с помощью палеогравитационных реконструкций при сред-

не- и крупномасштабных исследованиях отражена на блок-схеме (рис.2).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Изложенная методика реализована в пределах юго-восточной части Ханкайского срединного массива (Приморье). В его строении выделяются два структурных этажа. В нижнем рассмотрены только нижнекембрийские отложения, интенсивно дислоцированные и регионально метаморфизованные до стадии зеленых сланцев. Верхний этаж представлен терригенно-карбонатными отложениями ( $E_2$ ), вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями (D-K) вулканотектонических структур, терригенными осадками наложенных кайнозойских прогибов. Достаточно широко развиты разновозрастные магматиты разного состава.

В работах [2,4] на рассматриваемой территории выделяются три структурно-формационные зоны: Вознесенская, Спасская и Синегорская. Вознесенская размещается в северо-западной части площади. Здесь развиты раннекембрийские терригенные и терригенно-карбонат-



Примечание: двойным контуром показаны блоки, вводимые дополнительно при крупномасштабных исследованиях.

Рис.2. Блок-схема технологии ретроспективных структурных построений на основе палеогравитационных реконструкций

ные комплексы, смятые в складки северо-западного и субмеридионального простирания. Спасская зона расположена восточнее Вознесенской, практически амагматична, терригенно-карбонатные комплексы характеризуются более спокойной складчатостью. Синегорская зона расположена в юго-восточной части территории. Значительную площадь занимают палеозойские вулканиты и интрузии. Магматические образования региона группируются в следующие комплексы: вознесенский ( $O_2$ ) - вознесенские граниты в пределах Вознесенской зоны; гродековский (S) - гранитоиды, слагающие крупные интрузивные батолиты на западной окраине площади; куйбышевский (D-C) - вулcano-плутонический комплекс, распространенный в Синегорской и частично в Вознесенской зонах. Мезозойско-кайнозойские депрессионные структуры, выполненные вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, размещены преимущественно в пределах северной и южной частей Вознесенской зоны.

Согласно представлениям [2,4], в период байкальской складчатости завершилось формирование основных структурных элементов территории, принятых в качестве первичного (условно) плана гравитационного поля. Дальнейшие его изменения произошли в период тектономагматической активизации, синхронизирующейся с формированием Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Вещественное проявление активизационных процессов выразилось в поэтапном внедрении разновозрастных магматических (интрузивных, вулканических) тел, образовании депрессионных прогибов, выполненных вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. Поэтапное наложение продуктов активизации последовательно деформировало исходную картину гравитационного поля, вуалируя его первоначальную структуру. Метасоматические образования в этот период развивались локально, что определило их слабую проявленность в картине гравитационного поля (особенно на среднемасштабных картах).

В результате террейнового анализа А.И.Ханчуком и др. [9] в пределах Ханкайского массива выделены Лаоелин-Гродековский составной террейн и Ханкайская аккреционная система. В состав последней входят Матвеевско-Нахимовский, Спасский, Вознесенский и Сергеевский террейны. Рассматриваемая нами территория охватывает в основном Вознесенский террейн, лишь частично на северо-востоке - Спасский, на западе - край Лаоелин-Гродековского террейна. По А.И. Ханчуку амальгамизация террейнов произошла в силурийское время. Судя по общности кристаллического основания Вознесенского и Спасского террейнов, а также результатам выполненного нами ранее [6, 7] объемного картирования в пределах Вознесенского и Спасского террейнов это могло произойти в более раннее время (нижний кембрий). Основные разновидности интрузивных и вулканических образований (исключая краевые "сшиваю-

щие") авторы террейновых построений в пределах указанной территории рассматривают как аккреционные внутриплитные вулcano-плутонические комплексы. В этой связи выводы о характере изменения гравитационного поля в средне-верхнепалеозойский и мезозойско-кайнозойский периоды остаются в силе и при принятии вышеупомянутых террейновых построений.

Представление о петрофизических характеристиках пород района дают результаты значительных объемов собственных исследований (Манилов Ф.И., Иволга Е.Г., Саксин Б.Г., 1980-1994 гг.), [3]. В соответствии с этими данными среднее значение плотности карбонатно-терригенных толщ составляет  $2,65 \text{ г/см}^3$ . На их фоне локальные аномалии положительного знака могут быть обусловлены блоками карбонатных толщ или интрузиями габбро-диоритового состава (средние избыточные плотности  $\Delta\sigma$  соответственно равны  $+0,15 \text{ г/см}^3$  и  $+0,1 \text{ г/см}^3$ ). Отрицательные локальные аномалии вызваны интрузиями кислого состава ( $\Delta\sigma=-0,1 \text{ г/см}^3$ ), вулканогенными ( $\Delta\sigma=-0,15 \text{ г/см}^3$ ), вулканогенно-осадочными ( $\Delta\sigma=-0,2 \text{ г/см}^3$ ) породами и осадками депрессионных структур ( $\Delta\sigma=-0,4 - -0,6 \text{ г/см}^3$ ). Вмещающие породы депрессионных структур наиболее контрастно отличаются по электрическим сопротивлениям от выполняющих их осадков, что позволило достаточно надежно закартировать их "днище".

Перечисленные средние петроплотностные характеристики были использованы при создании среднемасштабной объемной модели магматитов. При составлении крупномасштабных моделей использованы конкретные петрофизические характеристики, полученные по данным площадной петрофизической съемки. Методика построения объемных моделей излагалась нами ранее [6,7].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объемные модели магматических комплексов представляют собой карты систем взаимоувязанных разрезов тел разновозрастных магматитов, опирающихся на контуры их проекций на дневную поверхность. На объемных схемах отражено также возрастное ранжирование магматитов, полученное в результате реализации вышеизложенной методики совместных радиологических и палеомагнитных исследований. Результаты реперных исследований в пределах петротипов основных магматических комплексов даны в табл. 1. Лабораторные определения стабильности  $J_n$  выполнены в петрофизической лаборатории ДВИМС<sup>н</sup> и заключались в последовательном (с интервалом в  $50^\circ$ ) нагреве образцов до температуры  $600^\circ \text{ C}$ . Кроме того, изучение стабильности по отношению к действию переменного поля по отдельным представительным образцам проведено в петрофизической лаборатории ПГО "Приморгеология" в полях с напряжением до  $500 \text{ э}$  (около  $4,8 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$ ). Массовая термочистка рядовых образцов (при площадных исследова-



ниях) проведена путем нагревов до  $t=300^{\circ}\text{C}$ . Приведенные в табл. 1 палеомагнитные данные (палеополюсы) для рассматриваемой территории в подавляющем большинстве удовлетворительно совпадают с данными, полученными недавно по юго-западному Приморью [1].

В результате совместного анализа радиологических и палеомагнитных данных, а также статистического анализа результатов массовых площадных палеомагнитных исследований и геологических материалов условно выделено четыре этапа активизации: раннепалеозойский ( $\text{C}_3\text{-O}_2$ ), среднепалеозойский (S), позднепалеозойский ( $\text{D}_2\text{-D}_3$ ) и мезозойско-кайнозойский ( $\text{K}_2\text{-N}$ ).

Для каждого из перечисленных этапов был выполнен расчет прямого гравитационного эффекта вещественных продуктов активизации, который последовательно (начиная с наиболее молодого) илиминировался из наблюдаемого поля. В результате построен комплект карт палеогравиационных полей, условно привязанных к временному интервалу, предшествующему очередному этапу активизации - возрастным "срезы" гравитационного поля. На основе этих карт составлен "комплект" геолого-структурных схем (возрастные структурные срезы): современный, доверхнепалеозойский, досреднепалеозойский и донижнепалеозойский.

На рисунке 3 приведены выборки из комплектов возрастных карт-срезов гравитационных полей для территории среднемасштабных исследований. Из рисунка 3 видно, что достаточно сложная картина исходного поля силы тяжести (рис. 3, А) территории упрощается после

исключения гравитационных эффектов всех этапов активизации, т.е. получена картина поля т.наз. раннепалеозойского периода (рис. 3, Б). На фоне достаточно спокойного поля выделяются лишь две полосы северо-восточного простириания локальных аномалий, соответствующих на западе Первомайской, на востоке - Синегорской зонам разломов (рис. 3, Б и 4, Г). Анализ комплекта карт возрастных структурных срезов позволяет сделать следующий вывод о характере эволюции структурных перестроек за время ТМА. В целом в пределах рассматриваемой территории (южная окраина Ханкайского массива) эволюция представляется в следующем виде. Разрывные структуры северо-западного простириания сформировались одновременно со складчатыми. Структуры северо-восточного простириания, в первую очередь Первомайская и Синегорская зоны разломов, ознаменовали собой начало активизации консолидированной в нижнем кембрии земной коры. Ортогональные системы структур обусловлены среднепалеозойским и позднепалеозойским этапами активизации. С последними связано подновление диагональной системы разломов. Следует отметить, что в процессе всего периода активизации центральная часть территории (соответствует т.наз. Спасской структурно-формационной зоне) являлась наиболее пассивной; наиболее активно процессы активизации проявлялись в пределах западного и восточного обрамления пассивного блока - Вознесенской и Синегорской зон.

Наиболее интенсивной перестройке подверглась юго-западная часть территории (рис. 4). Она отличается

**Таблица 1. Результаты изучения возрастных взаимоотношений магматических комплексов территории Вознесенского участка**

№	Место отбора, массив	Порода	Абсолютный возраст (по Rb-Sr), млн лет	Индекс	Координаты палеополюса			
					широта	долгота	$\Theta_1$	$\Theta_2$
1		сиениты	362±44	$\text{D}_3$	59	230	11,2	13,5
2	Дальзаводская свита	эффузивы	379±44	$\text{D}_2$	60	300	12,1	14,7
3	Гродековский	граниты	411±5	S	-40	111	9,4	-10,3
4	Диоритовый	диорит	415±42	S	-10	103	5,3	9,8
5	Вознесенский	гранит-порфиры	454±34	$\text{O}_2$	-28	162	9,7	10,9
6	Пограничный	литий-фтористые граниты	443±50	$\text{O}_2$	-39	179	9,4	11,3
7	Ярославский	граниты	490-405	$\text{C}_3\text{-O}$	-28	158	8,2	9,1
8	Чихезский	биотитовые граниты	451±17	$\text{O}_2$	-6	80	7,5	8,9
9	Первомайский	биотитовые граниты	451±20	$\text{O}_2$	-5	84	10,5	12,0
10	Чапаевский	лейкократовые граниты	513±87	$\text{C}_2$	-16	80	7,7	8,2

**Примечание:** абсолютный возраст дан по материалам М.Д.Рязанцевой, А.А.Черепанова, Е.Г.Иволги; географические координаты точек отбора образцов -  $44^{\circ}10' \pm 10'$  северной широты,  $132^{\circ}15' \pm 15'$  восточной долготы;  $\Theta_1$  и  $\Theta_2$  - полуоси овала доверия оценок широты ( $\Theta_1$ ) и долготы ( $\Theta_2$ ) при вероятности 0,95.

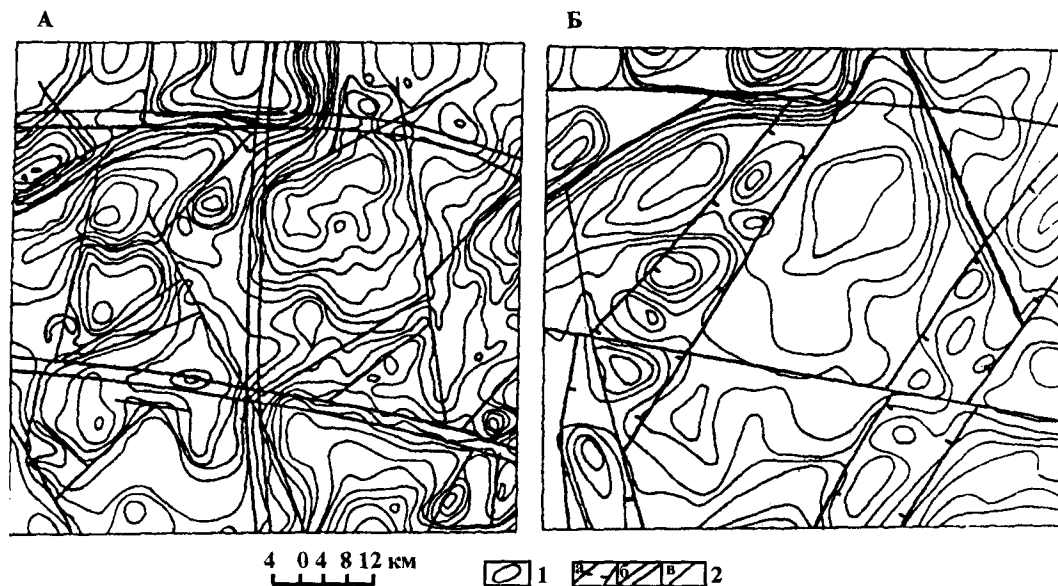


Рис.3. Выборка из комплекта карт палео-гравитационных полей (Черниговская площадь)

А - карта современного поля, Б - карта "раннекембрийского" гравитационного поля. 1 - изоаномалы  $\Delta g$ , 2 - предполагаемые разломы: а - зоны, б - второго порядка, в - более высоких порядков

как наибольшей плотностью разломов, так и большой энтропией их направлений. В то же время Синегорский блок характеризуется максимальным проявлением магматизма (по объему), но меньшим количеством объектов, большей унаследованностью структурного плана.

В пределах Вознесенского участка по данным крупномасштабных исследований был составлен комплект палео-гравитационных карт масштаба 1:50 000. На рис. 5 приведена одна из палео-гравитационных карт - карта гравитационного поля досреднепалеозойского этапа активизации. На ней достаточно четко проявился центральный участок пониженных значений поля  $\Delta g$ , соответствующий предполагаемой интрузивно-купольной структуре, определяющей позицию Вознесенского рудного района. Структура ранее была выделена А.М.Петрищевским [5,8]. В картине гравитационного поля нам (Ф.И.Манилов, Е.Г.Иволга, 1988 г.) удалось ее обнаружить только после выполнения геологического редуцирования, позволившего подавить эффект крупного блока известняков, завуалировавших более глубокие неоднородности. В результате структура отмечена изометричным минимумом  $\Delta g$  [3]. Построенный на основе палео-гравитационных карт комплект палеоструктурных срезов подтвердил в целом изложенные выше закономерности развития структурного плана в течение периода поэтапной активизации (рис.6). На раннем (дораннепалеозойском) срезе преобладают диагональные системы разрывов. Для среднепалеозойского времени доминирует северо-западная система разрывов, но начинают проявляться и фрагменты ортогональной (субширотной-субмеридиональной) ориентировки. На современном срезе наиболее контрастно проявлена ортогональная система, диагональная в значительной степени загашена.

Рассмотрение разномасштабных комплектов срезов показывает, что купольная структура сформирована

в области сочленения двух региональных диагональных тектонических зон в раннем палеозое, а подновление диагональной системы разломов, связанное со среднепалеозойским и позднепалеозойским этапами ТМА, наиболее интенсивно проявлено в пределах обрамления указанной интрузивно-купольной структуры.

Совместное рассмотрение разновозрастных структурных срезов позволило разделить разрывные структуры по их возрасту. В этой связи устанавливаются некоторые структурно-временные закономерности контроля оруденения. В среднемасштабных материалах (рис.4) достаточно четко просматривается преимущественная приуроченность оловянного и флюоритового оруденения к северо-западному нарушению (Вознесенскому) досреднепалеозойского возраста. Урановое оруденение тяготеет к долгоживущему северо-восточному разлому, подновленному в позднемезозойский этап ТМА (рис.4). По крупномасштабным материалам намечались закономерности размещения оловянного и флюоритового оруденения по типу остаточных ("дораннепалеозойских") локальных аномалий. Оловянное оруденение пространственно тяготеет к локальным отрицательным аномалиям, флюоритовое - к положительным. Возрастная привязка плотностных неоднородностей, создающих эти аномалии, неоднозначна. Наряду с их древней природой это могут также быть нескрытые (потому неучтенные) более молодые объекты (малые интрузии).

В целом возрастная развертка дала возможность определиться с изменением структурного плана юго-восточной окраины Ханкайского массива за достаточно продолжительный (нижний кембрий - кайнозой) период ТМА, выявить завуалированную купольную структуру, возникшую на начальных этапах ТМА, использовать возрастные характеристики и элементы ретроспективных полей при прогнозных построениях.

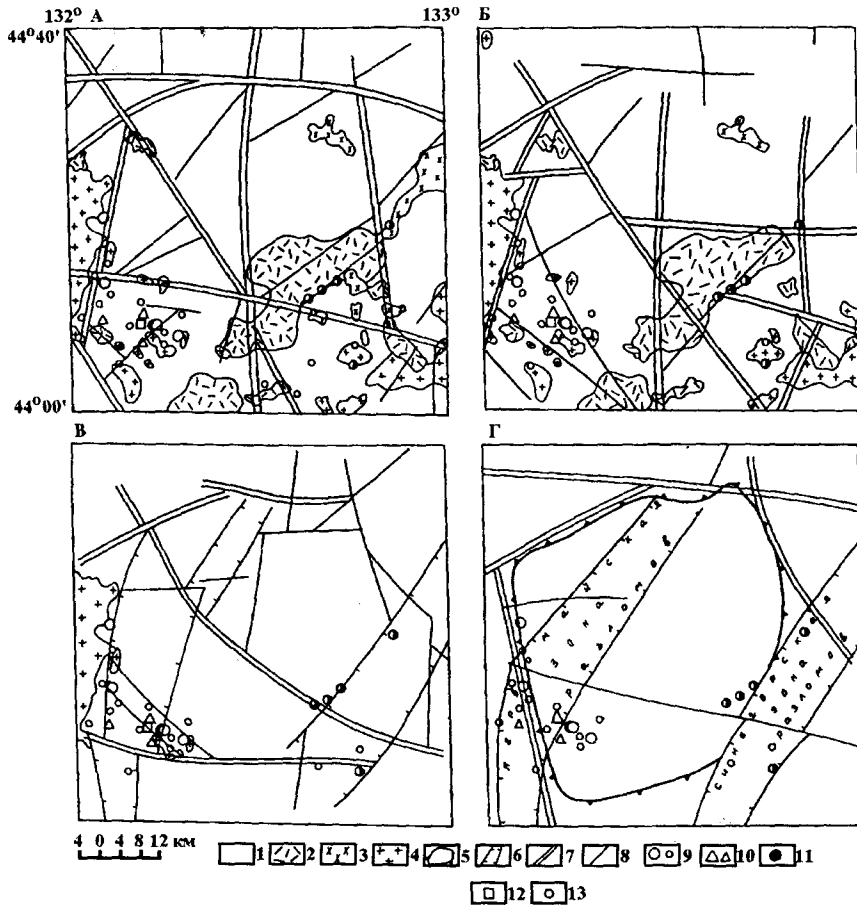


Рис.4. Схема палеотектонического развития территории Черниговской площади.

Геолого-структурные возрастные срезы (А,Б,В,Г): А - современный, перед этапами активизации; Б - позднепалеозойского, В - среднепалеозойского, Г - раннепалеозойского.

1 - нижнепалеозойские отложения терригенно-карбонатного состава; 2 - осадочно-вулканогенные образования средне-кислого состава (D-C); 3 - интрузии гранит-гранодиоритового состава позднепалеозойского комплекса (Р-К); 4 - интрузии гранитоидного состава ниже- и среднепалеозойского комплексов; 5 - границы блока, характеризующегося однотипным относительно слабоизрезанным полем силы тяжести в раннем кембри; разломы (6-8): 6 - зоны, 7 - второго порядка, 8 - более высоких порядков; месторождения (9-13): 9 - флюорита, 10 - полиметаллов, 11 - олова, 12 - железа, 13 - урана



Рис. 5. Карта гравитационного поля времени досреднепалеозойского этапа активизации (Вознесенский участок)

1 - изоаномалы  $\Delta g_{ост} = \Delta g - (\Delta g_1 + \Delta g_2)$ , где  $\Delta g_1$  - эффект депрессионных структур и мезозойских и позднепалеозойских магматитов,  $\Delta g_2$  - эффект среднепалеозойских магматитов, 2 - область пониженного поля  $\Delta g_{ост}$

Анализ позиции флюорит-оловянного и уранового оруденения на различных возрастных срезах указывает на разное время их формирования: среднепалеозойское - для оловофлюоритового и позднепалеозойско-мезозойское - для уранового. Первое контролируется ранне и среднепалеозойскими разрывными структурами и раннепалеозойскими магматитами. Урановое оруденение приурочено к более молодым - позднепалеозойским и мезозойским структурам, слабо увязывается с палеозойско-мезозойским магматизмом и абсолютно индифферентно к более древнему магматизму.

Геологическая интерпретация полученных данных позволяет предполагать, что оловянная минерализация генетически связана с формированием гранитоидных массивов, в то время как для флюоритового оруденения необходимость их наличия проблематична. Это зависит от трактовки положительных остаточных аномалий  $\Delta g_{ост}$ : 1. если их связывать с проявлениями основного магматизма, то необходимо оценить роль последнего для рудообразования, что и предлагает Ю.Т.Гурулев (1988 г.); 2. если максимумы  $\Delta g_{ост}$  обусловлены вариациями гипсометрии кровли карбонатных толщ, обогащенных флюоритом, то этим подкрепится гипотеза стратиформного рудообразования; 3. если оставаться на представлениях о ведущей роли гранитоидов, то необходимо признать реоморфическую природу вознесенских гра-

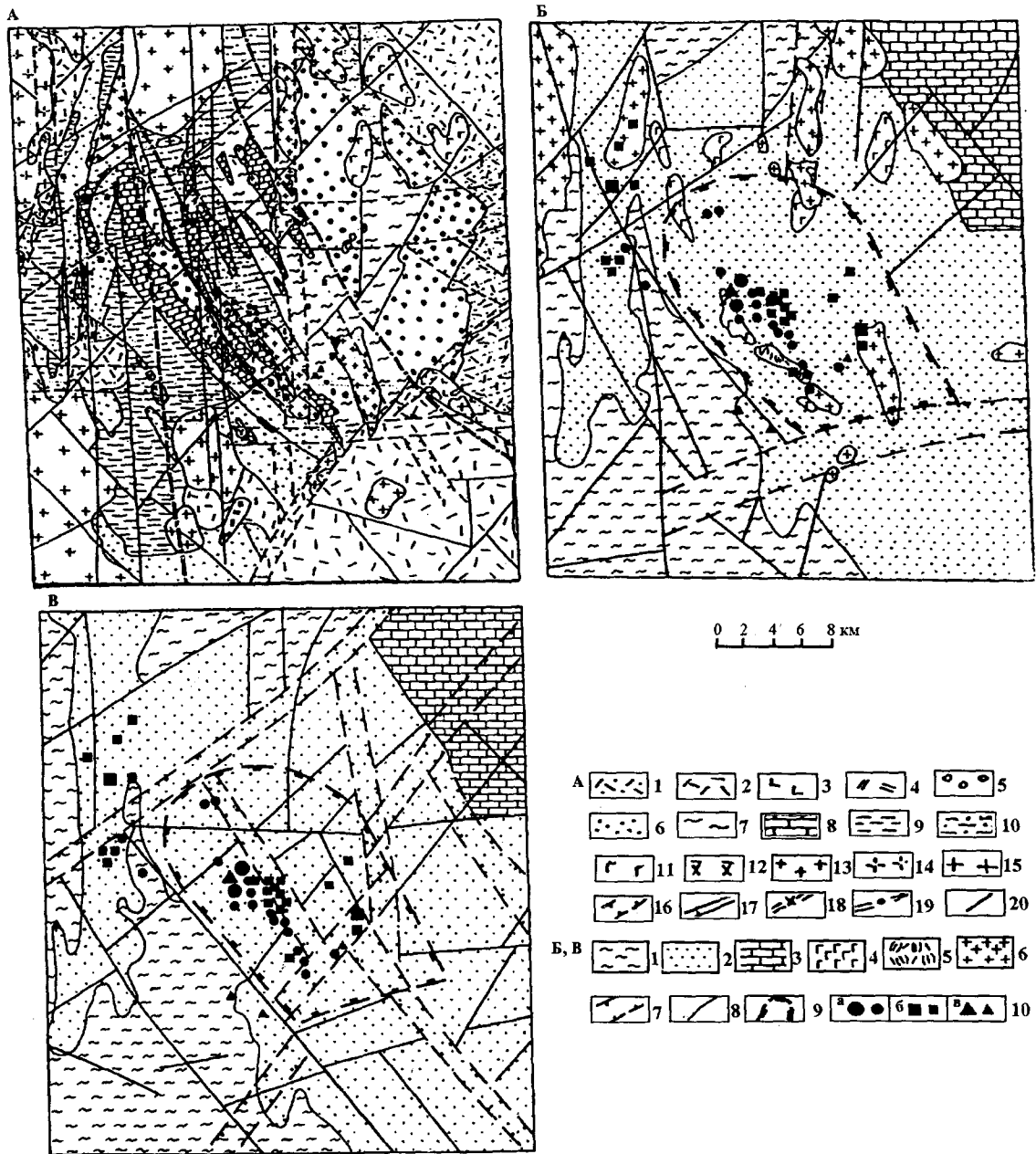


Рис.6. Выборка из комплекта возрастных геолого-структурных срезов Вознесенского участка

Геолого-структурные срезы: А - современные; перед этапами активизации (Б,В): Б - перед позднепалеозойским, В - раннепалеозойским. А: осадочно-вулканогенный комплекс: 1 - светлорыбская свита; 2 - раннедевонские вулканогенные образования преимущественно средне-кислого состава; 3 - осадочно-вулканогенные породы основного состава, лунзенская свита; 4 - жерловая фация вулканитов; 5 - осадочно-терригенные отложения молассовой формации (медвежинская, реттиховская, березянская, осадочные отложения вассиановской свиты).

Нижнекембрийский осадочно-метаморфический комплекс. Карбонатно-терригенные отложения: 6 - дальзаводской свиты; 7 - коваленковской свиты; 8 - карбонатные отложения первомайской, новоярославской, волкушинской свит. Терригенные отложения: 9 - насыровская, лузановская свиты; 10 - новоярославская свита.

Интрузивный комплекс: 11 - интрузии габбро-диоритового состава; 12 - интрузии диорит-сиенитового состава; 13 - интрузии гранитов вознесенского комплекса; 14 - интрузии гранитов гродековского комплекса; 15 - интрузии гранитов раковского комплекса; 16 - зоны разрывных структур; 17 - межформационные разломы; 18 - разломы, разделяющие площади с различным структурным планом складчатости; 19 - разлом, ограничивающий разуплотненный блок с востока; 20 - прочие разломы.

Б,В - нижнекембрийский осадочно-метаморфический комплекс: области развития пород, преимущественно: 1 - терригенного состава, 2 - терригенно-карбонатного состава, 3 - карбонатного состава. Интрузивный комплекс: интрузии состава: 4 - габбродиоритового, 5 - диорит-сиенитового, 6 - гранодиоритового. Тектонические нарушения: 7 - зоны нарушений, 8 - разрывные нарушения, 9 - близизометрическая область пониженных значений  $\Delta g$  (предположительно интрузивно-купольная структура); 10 - месторождения и рудопроявления: а - флюорита, б - олова, в - полиметаллов.

нитов, что объяснит отсутствие над ними отрицательных аномалий гравитационного поля.

В настоящей работе в системе модельных исследований с временным редуцированием мы намеренно ограничились вариантами моделирования эффектов достаточно твердо установленных вещественно-структурных объектов (мезозойско-кайнозойские депрессионные структуры, ранжированные во времени вулcano-плутонические комплексы). Дальнейшие ретроспективные построения с позиций концепции террейнов предусматривают продолжение модельных исследований композиций, учитывающих предполагаемые перемещения блоков коры, сдвига-надвиговые явления и др.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методика ретроспективных геолого-структурных построений на базе палеогравитационных реконструкций апробирована для временного интервала тектономагматической активизации. Без существенных правок она применима для условий активизированных платформ, постаккреционных стабилизированных блоков коры. На первом этапе пока не рассматривался количественный учет эффекта разновозрастных, разноглубинных и разномасштабных скрытых магматитов. Но уже геологическая эффективность первых шагов указывает на перспективность этого направления исследований. Моделирование динамики геологических процессов путем последовательного (от молодого к более древнему) снятия геофизических эффектов их вещественного проявления позволит обеспечить развертку геологических событий во времени, создать более обоснованные геодинамические модели (карты). При этом расширение круга физико-геологических обстановок и временных рамок применения изложенного подхода необходимо вести за счет последовательного имитационного количественного геофизического моделирования и количе-

ственного учета геофизических эффектов хронологически ранжированных вещественных проявлений геологических событий: магматических и метасоматических, осадконакопления, складчатости, движения блоков, глубинных перестроек.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, №4. С.41-63
2. Геологическая карта Приморского края. 1:100000. / Редакторы Бажанов В.А., Олейник Ю.Н. М: Мингео СССР, 1986
3. Иволга Е.Г. Петрофизические исследования как основа объемного геофизического моделирования и прогнозирования на примере Вознесенского рудного района: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Хабаровск ДВНЦ АН СССР. 1993.
4. Изосов Л.А., Рязанцев М.Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Сов.геология. 1977. № 2. С.77-90.
5. Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Петрищевский А.М. Глубинная структура Ханкайского массива // Докл. АН СССР. 1981. Т.259, №1. С.171-175.
6. Манилов Ф.И., Саксин Б.Г. Объемное геолого-геофизическое картирование. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 128 с.
7. Манилов Ф.И., Саксин Б.Г., Иволга Е.Г. Крупномасштабное объемное геолого-геофизическое картирование рудных районов юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1986. №2. С.106-112.
8. Петрищевский А.М. Глубинная структура рудных районов Приморья: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982. 26 с.
9. Ханчук А.И., Ратник В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука. 1995. 66 с.
10. Шитов А.А. О геотектонических условиях формирования палеозойских осадочных отложений Синегорского района Приморья // Тихоокеан. геология. 1983. №1. С.171-175.

Поступила в редакцию 5 октября 1997 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*F.I.Manilov, Ye.G.Ivolga*

### Retrospective constructions on the basis of paleogravimetric reconstructions (the Khanka massif, Primiryе)

The article suggests a variant of the methods of constructing age structural profiles. The method involves paleogravity reconstructions by means of complex analysis of geophysical, petrophysical (paleomagnetic data included) and model research results. Approbation results of the suggested method (two levels of detailed approach) are presented as exemplified by the south-eastern part of the Khanka massif are presented. Some new data were obtained on the following: datum definition of paleomagnetic poles, structural plan evolution of the territory beginning from the Early Cambrian to the Cenozoic, and additionally, structure and time regularities of distribution of fluorite, tin and uranium mineralization.

## СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ (ПО ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

*Т.В. Меркулова, Ю.Ф. Манилов*

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск*

В результате совместной интерпретации ВЭЗ и гравиметрических данных получена новая информация о строении отдельных грабенов Среднеамурской впадины, входящих в систему разломов Танлу. Освещены некоторые вопросы методики интерпретации. Установлены особенности геоэлектрического разреза Бирофельдского грабена. Оценена мощность осадочного чехла грабенов и тем самым представлен дополнительный материал для оценки перспектив нефтегазоносности.

### ВВЕДЕНИЕ

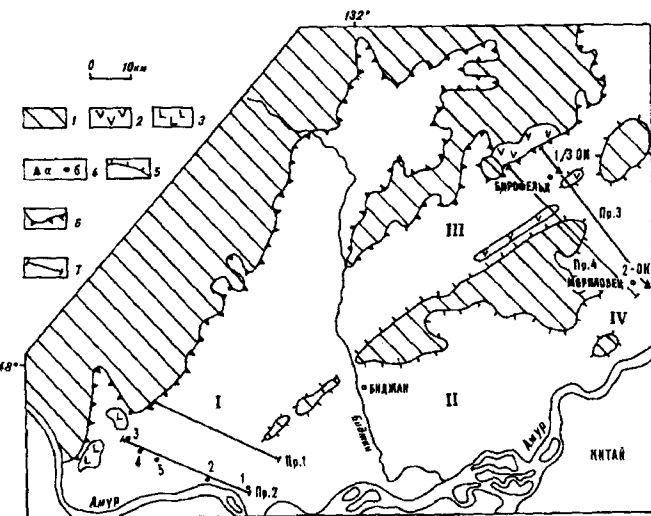
Среднеамурская впадина входит в состав Восточно-Азиатского грабенового пояса [4] и является одним из наиболее крупных кайнозойских тектонических элементов. Ее юго-западная часть располагается в системе грабеновых структур сейсмогенной зоны Танлу. Здесь выделяются Самаро-Дитурский, Бирофельдский, Мориловецкий, Башмакский грабены (рис. 1). Все они являются асимметричными с пологими северо-западными и крутыми юго-восточными бортами, ограниченными листрическими сбросами [5]. Выполнены они континентальными озерно-аллювиальными угленосными отложениями черноречен-

ской ( $P_1 - P_2$ ), бирофельдской ( $P_3$ ) и ушумунской ( $N$ ) свит [3]. В этой осадочной толще местами проявляются осадочно-вулканогенные образования, а в нижних, наиболее погруженных и не вскрытых скважинами частях грабенов, возможны верхнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы пород. Фундамент разнороден по возрасту и составу и представлен преимущественно палеозойскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными породами.

В последнее время, в связи с открытием месторождений нефти и газа в грабеновых структурах зоны Танлу на территории Китая, возобновился интерес и к грабенам Среднеамурской впадины [5,7]. Оценки перспектив их нефтегазоносности, данные различными исследователями, неоднозначны из-за разногласий в определении мощности осадочных комплексов и их датировки [2, 3, 5, 7].

### ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Физические свойства горных пород района изучены крайне слабо. Сопротивление горных пород оценивалось в основном по каротажной диаграмме скважины 2-ОК (Мориловец) и по данным, полученным в результате интерпретации кривых ВЭЗ. Самые низкие сопротивления отмечаются у глин, глинистых алевроитов, сильнообводненных песков, уровень удельного сопротивления составляет 5-15 Омм. Алевроиты, слабообводненные пески, аргиллиты, алевролиты неоген-палеогенового возраста характеризуются удельным сопротивлением 15-60 Омм. Удельное сопротивление сухих песков, песчаников, галечников изменяется от 60 до 250 Омм, а иногда достигает 350-500 Омм. Крайне невыдержанный уровень сопротивлений от 500 до  $10^3-10^4$  Омм характерен для верхней части разреза, где появляются русловые отложения ( $Q_4$ ). Наиболее низкие сопротивления из эффузивных пород у андезитов и их туфов ( $P-N$ ), вскрытых в скважине 2-ОК на глубине 443-554 м. В верхней части удельное сопротивление этих эффузивных пород составляет 60 Омм (мощность 75м), а в нижней (мощность 15м) достигает 150 Омм. Сопротивление базальтов ( $\beta_{N_2-Q}$ ), обнажающихся в юго-западной части впади-



**Рис.1.** Схема расположения грабенов и профилей

1- преимущественно домеловые комплексы; 2 - эффузивный комплекс пород верхнего мела-эоцена(?); 3- базальты плиоцен-раннечетвертичного возраста, 4- скважины и их номера: (а)- опорно-картировочные, (б)-углепоисковые; 5-контурсы поднятий; 6- контурсы осадочного бассейна; 7-линии профилей

I-IV-грабены и грабеноподобные погружения: I- Самаро-Дитурский; II- Башмакский; III- Бирофельдский; IV- Мориловецкий.

ны и вулканогенных пород набатовской свиты ( $K_2nb$ ), по данным ВЭЗ составляет 200-300 Ом. Сопротивление более древних пород оценивалось по данным ВЭЗ. Кристаллические породы палеозойского возраста характеризуются удельным сопротивлением от 700-800 Ом (склон сопки "Бомба") до 800-1000 Ом (северный склон хр. Чурки). Нижнемезозойские породы имеют удельное сопротивление 300 Ом и более.

Минерализация пластовых вод слабая. Сухой остаток составляет 238,0 мг/л. Тип минерализации-гидрокарбонатно-натриевый. Воды глубинных горизонтов, предположительно, являются пресными, слабоминерализованными, по значениям pH относятся к нейтральным либо слабощелочным, поэтому согласно номограмме В.Н. Дахнова [6] сопротивление пластовых вод составит 5-35 Ом.

Плотности пород некоторых стратиграфических комплексов района приведены в табл. 1. Пески, глины, алевроиты неоген-палеогенового возраста, выполняющие осадочные депрессии имеют низкую плотность (средняя 1.95 г/см<sup>3</sup>), однако средняя плотность галечниковых и песчано-галечниковых отложений того же возраста может быть несколько выше и достигать 2.2-2.4 г/см<sup>3</sup>. Эффузивные образования разного состава и возраста характеризуются значительно большими значениями плотности, чем осадочные породы неоген-палеогенового возраста (2.4-2.7 г/см<sup>3</sup>) и, вероятно, могут создавать плотностные неоднородности в осадочном чехле. Плотностной границей является также граница неоген-палеогеновых отложений с более древними породами фундамента впадины. Плотность метаморфизованных пород пермского возраста составляет 2.43-2.79 г/см<sup>3</sup>, а ороговикованных пород верхнепермского возраста 2.6-2.79 г/см<sup>3</sup>. Большая часть пород девонского возраста имеет плотность 2.61-2.75 г/см<sup>3</sup>. Плотность пород мезозойского возраста может изменяться от 2.2 до 2.4-2.5 г/см<sup>3</sup> в зависимости от степени уплотнения и литологической однородности материала.

## МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Для интерпретации были использованы кривые ВЭЗ с  $AB/2=5-6$  км и материалы среднemasштабной гравиметрической съемки. На первом этапе качественной интерпретации ВЭЗ, при анализе значения минимума правой части кривой ( $\rho_{\text{мин}}$ ), начального сопротивления кривой ( $\rho_{\text{кнач}}$ ) и формы кривой ВЭЗ, стало ясно, что геоэлектрические характеристики осадочного чехла Самаро-Дитурского, Мориловецкого, Башмакского грабенов схожи (зона 1). Осадочные отложения Бирофельдского грабена отличаются от них как очень низкими сопротивлениями  $\rho_{\text{мин}}$ , так и низкими значениями  $\rho_{\text{кнач}}$  (зона 2). Количественная интерпретация проводилась с помощью альбома палеток А.М.Пылаева [9]. По точкам ВЭЗ, расположенным вдали от бортов грабенов и для которых принцип эквивалентности применим в узких пределах, жестко закреплялось сопротивление низкоомного надпорного горизонта. Это сопротивление для зоны 1 составило 44-70 Ом, для зоны 2-8-30 Ом. Сначала интерпретировались кривые ВЭЗ у скважин, затем удаленных от бортов грабенов точек ВЭЗ, а потом интерпретировались все остальные кривые.

Геоэлектрический разрез района довольно сложный. Он характеризуется (без учета верхних маломощных горизонтов) пяти-, шести- и семислойными кривыми типов КQH, KQQH, KQHKH. Первый тип характерен для глубоких частей депрессионных структур, однако, как указывалось выше, уровень сопротивлений горизонтов К, Q, H для зоны 1 и 2 различен. Второй тип соответствует районам, где в верхней части разреза появляются высокоомные русловые отложения ( $Q_4$ ) мощностью 25-30 м, сопротивление достигает 1800 Ом. Третий тип характерен для районов, где в нижней части разреза наблюдается тонкое переслаивание низкоомных и высокоомных горизонтов. Большой частью правые ветви этих кривых получаются плохо выраженными с нерасчлененной правой ветвью. Они нами пока не рассматривались.

Таблица 1. Плотности пород из некоторых стратиграфических комплексов

Возраст	Тип пород	Место отбора	Кол-во образцов	$\sigma_{\text{мин}}$ г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{\text{max}}$ г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{\text{ср}}$ г/см <sup>3</sup>
PR <sub>1</sub> -C <sub>1</sub>	Песчаники, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, слюдяные сланцы, алевролиты	М. Хинган	535	2.53	3.13	2.83
P <sub>2</sub>	Песчаники, сланцы	хр. Чурки	1630	2.43	2.78	2.60
K <sub>1</sub>	Риолиты, дациты и их туфы	хр. Шуки-Поктой	36	2.43	2.58	2.53
K <sub>2</sub> -P?	Андезиты и их туфы	Набатовские высоты	6	2.48	2.54	2.50
P-N	Глины, пески и алевроиты	скв. 1/3 ОК, 2 ОК	177	1.58	2.3	1.95
$\beta N_2-Q_1$	Базальты	Обнажение	9	2.68	2.78	2.73
$\gamma PR$	Граниты	М. Хинган	129	2.43	2.73	2.58
$\gamma_2 K_2$	Граниты, гранодиориты	хр. Чурки	5	2.42	2.48	2.45

Оценка глубин дна депрессионных структур по гравиметрическим данным производилась двумя способами. Первый способ - оценка глубины (Н) по формуле:

$$\Delta g_a = 2\pi f \Delta \sigma H \quad (1)$$

где  $\Delta g_a$  - аномальный эффект депрессионной структуры;  $\Delta \sigma$  - разница плотности пород фундамента и его осадочно-вулканогенного заполнения;  $f$  - гравитационная постоянная. Величина  $\Delta g_a$  определялась по отклонению кривой  $\Delta g$  от касательных к ее ветвям над выходами пород фундамента на боргах депрессии. При оценке  $\Delta g_a$  за основу взяты следующие значения плотности (Романовский Н.П., Мальшев Ю.Ф. Гурович В.Г., 1996г.): плотность пород фундамента на поверхности колеблется в пределах 2.55-2.65 г/см<sup>3</sup> ( $\bar{\sigma} = 2.6$  г/см<sup>3</sup>); плотность осадочно-вулканогенного слоя имеет значение от 2.0 г/см<sup>3</sup> на поверхности до 2.4 г/см<sup>3</sup> на глубине,  $\Delta \bar{\sigma} = 0.3$  г/см<sup>3</sup>.

Для уточнения положения дна депрессии использовались результаты интерпретации ВЭЗ. В этом случае уравнение (1) принимает следующий вид:

$$\Delta g_a = 2\pi f \Delta \bar{\sigma}_{\text{эф}} H_{\text{ВЭЗ}} \quad (2)$$

где  $H_{\text{ВЭЗ}}$  - глубина до дна депрессии по данным интерпретации ВЭЗ (с узкими пределами принципа эквивалентности),  $\Delta \bar{\sigma}_{\text{эф}}$  - средняя разница плотности пород фундамента и его заполнения. Из формулы (2) получаем:

$$\Delta \bar{\sigma}_{\text{эф}} = \Delta g_a / 2\pi f H_{\text{ВЭЗ}} \quad (3)$$

Примечательно, что в Бирофельдском грабене величина  $\Delta \bar{\sigma}_{\text{эф}} = 0,32 \pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>, а в Мориловецком эта величина гораздо ниже  $\Delta \bar{\sigma}_{\text{эф}} = 0,18 \pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>.

Анализ разрезов скважин 1/3-ОК и 2-ОК позволяет считать, что Мориловецкий грабен выполняют образования с более высокими по сравнению с Бирофельдским грабеном значениями удельных сопротивлений и плотностей. Исходя из оценки эффективной плотности  $\Delta \bar{\sigma}_{\text{эф}}$  мы можем говорить об оценке средней плотности пород, слагающих нижнюю часть разреза, не вскрытую скважинами, на основании чего можно прогнозировать литологический

состав не вскрытой части разреза. Средневзвешенная (эффективная) плотность всего разреза определяется по формуле:

$$\bar{\sigma}_{\text{эф}} = (\bar{\sigma}_v h_v + \bar{\sigma}_{\text{нв}} h_{\text{нв}}) / H_{\text{ВЭЗ}} \quad (4)$$

Откуда

$$\bar{\sigma}_{\text{нв}} = (\bar{\sigma}_{\text{эф}} H - \bar{\sigma}_v h_v) / h_{\text{нв}} \quad (5)$$

где  $\bar{\sigma}_v$  - средняя плотность пород вскрытой части разреза;  $h_v$  - глубина, вскрытая скважиной;  $\bar{\sigma}_{\text{нв}}$  - средняя плотность пород не вскрытой части разреза;  $h_{\text{нв}}$  - мощность не вскрытой части разреза (между забоем скважины и фундаментом);  $H$  - мощность осадочного чехла.

В качестве второго способа оценки глубин депрессии применялся метод последовательного (иттерационного) подбора плотностного разреза до совпадения с заданной точностью теоретической и наблюдаемой кривой. Подбор выполнялся по программе В.Я. Подгорного для ПК [8].

Сопоставление результатов интерпретации данных гравиметрии и ВЭЗ (не использованных при оценке  $\Delta \bar{\sigma}_{\text{эф}}$ ) приведены в табл.2. Величина средней относительной ошибки (8.5%) свидетельствует о вполне удовлетворительной сходимости результатов интерпретации.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ Самаро-Дитурский грабен

Результаты совместной интерпретации ВЭЗ и гравиметрии показаны на рис.2а. Тип кривых ВЭЗ-КQH, в местах распространения высокоомных русловых отложений-КQQH (профиль 2). Уровень удельного сопротивления русловых отложений достигает 1300-1800 Ом, мощность 25-30 м. Горизонт К (профиль 1) характеризуется сопротивлением 140-300 Ом и представлен преимущественно галечниковыми отложениями. Мощность горизонта изменяется от нескольких метров до 500 м. Этому горизонту К на профиле 2 соответствует первый горизонт Q с сопротивлением 280-310 Ом. Второй горизонт Q на профиле 2 характеризуется сопротивлением 90-100 Ом, на профиле 1-80-120 Ом и представлен преимуще-

Таблица 2. Сходимость оценок глубин по данным гравиметрии и ВЭЗ

Профиль п/п	№ ВЭЗ	$\Delta H_{\text{грав.}}$ (м)	$H_{\text{ВЭЗ}}$ (м)	$H_{\text{ср.}}$ (м)	$\frac{H_{\text{ВЭЗ}} - H_{\text{ср.}}}{H_{\text{ВЭЗ}}} 100\%$
1	14	1000	1125	1064	5.5
1	12	1500	1900	1700	10.5
2	45	1625	1325	1475	11.4
2	43	950	1125	1038	7.8
2	42	575	500	538	7.6
3	5	475	625	550	12
3	8	1038	925	980	6
3	1	1325	1200	1269	5.7
3	87	1025	950	988	4
4	16	1125	875	1000	14.3



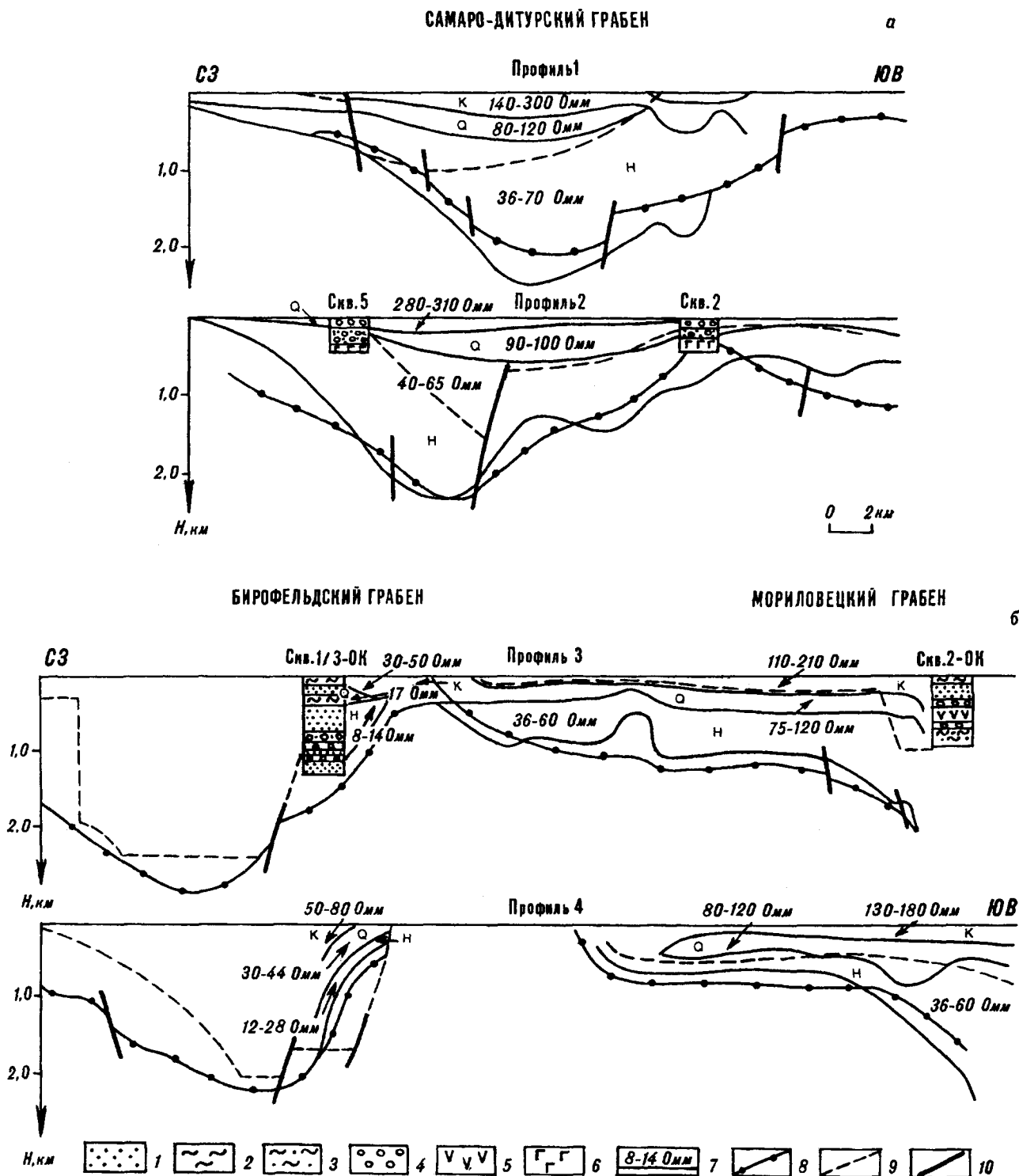


Рис.2. Результаты совместной интерпретации данных ВЭЗ и гравиметрии

1- песок; 2- алеврит; 3-алевролит; 4-галечник; 5-андезиты и их туфы; 6-базальты; 7- геоэлектрические горизонты и их удельное сопротивление; 8,9 - граница фундамента по гравиметрическим данным (8- по нашим расчетам, 9- граница фундамента по В.И. Уралову, В.Е. Кузнецову); 10- разрывные нарушения

щественно песчано-галечниковыми отложениями с прослоями глин и алевритов. Мощность горизонта - до 500 м. Горизонт Н характеризуется сопротивлением 36-70 Ом (профиль 1) и 40-65 Ом (профиль 2). Верхняя

граница этого горизонта совпадает с кровлей базальтов, вскрытых в скважинах 5 и 2 на глубине 500 и 319 м (40-метровая толща представлена в нижней части плотными, в верхней - пористыми базальтами). Горизонт Н

низких сопротивлений, по-видимому, соответствует вулканогенно-осадочным образованиям. Мощность горизонта - до 1600 м. Максимальная мощность осадочного чехла по профилям 1 и 2 составляет 2300-2500 м.

### Мориловецкий грабен

Результаты интерпретации представлены на рис.2б. Тип кривых - КQH. Горизонт К характеризуется удельным сопротивлением 110-210 Ом (профиль 3), 130-180 Ом (профиль 4) и соответствует преимущественно галечниковым отложениям с прослоями глин, алевроитов, песков. Горизонт Q с уровнем сопротивлений - 75-120 Ом (профиль 3), 80-120 Ом (профиль 4), сложен галечниковыми отложениями, андезитами и их туфами, вскрытыми в скважине 2-ОК в интервале глубин 447-545 м. Мощность горизонта до 700 м. Горизонт Н характеризуется сопротивлением 36-60 Ом и представлен, по-видимому, вулканогенно-осадочными породами (в скважине 2-ОК ниже эффузивных образований вскрыты галечники, аргиллиты, алевролиты). Мощность горизонта - до 1800 м. Максимальная мощность осадочного чехла по профилям 3 и 4 - более 2100 м.

### Бирофельдский грабен

Тип кривых тот же - КQH. Горизонт К - по профилю 3 характеризуется сопротивлениями -30-50 Ом, по профилю 4-50-80 Ом. Представлен песчано-алевритовой толщей ушумунской свиты мощность до 500 м. Горизонт Q (от 17 до 30-44 Ом) сложен преимущественно алевритовой толщей нижней части ушумунской и бирофельдской свит. Мощность - до 600 м. Для горизонта Н характерен низкий уровень сопротивлений от 8-14 Ом (профиль 3) до 12-28 Ом (профиль 4), соответствующий сильно обводненным пескам чернореченской свиты. Мощность этого горизонта, по данным ВЭЗ в глубоких частях грабена определить не удалось. Максимальная мощность осадочного чехла по профилям 3 и 4 - 2800 м.

По изложенной выше методике выполнялись оценки плотностей пород на пробуренных скважинах в пределах Бирофельдского (1/3-ОК) и Мориловецкого грабенов (2-ОК). Плотность не вскрытых осадков в первой структуре оценивалась в 2.33 г/см<sup>3</sup>, для другой - 2.45-2.5 г/см<sup>3</sup>, что согласуется с данными о среднем удельном сопротивлении пород нижней части разреза 10 и 40 Ом, соответственно. По-видимому, низы разреза первой структуры

представлены песчано-глинистыми отложениями, а второй - вулканогенно-осадочными образованиями.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате интерпретации кривых ВЭЗ получена информация о геоэлектрических характеристиках осадочного выполнения грабенов юго-западной части Средне-амурской впадины. Комплексный подход к интерпретации по изложенной методике позволил уточнить мощность осадочного чехла и определить физические свойства пород (плотность и сопротивление). Увеличение мощности осадочного чехла в Самаро-Дитурском и Мориловецком грабенах согласуется со значениями этих величин в сопредельных грабенах Восточного Китая [7]. Полученные результаты указывают на различие в строении и эволюции отдельных грабенов Среднеамурской впадины и перспективы их возможной нефтегазоносности.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В.А., Камаев Н.М., Черныш Л.Н., Черныш С.Г. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности западной части Среднеамурской впадины (в пределах территории ЕАО)// Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины. Бирибиджан, 1996. С.6-22.
2. Белогуб В.Н. К методике построения структурной карты на примере Средне-Амурской кайнозойской впадины// Восьмая конф. молодых ученых Дальнего Востока (секция геол. наук). Владивосток, 1965. С.26-27.
3. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс//Тихоокеан. геология 1986. №3. С.3-12.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л., Кузнецов В.Е. Перспективы газосносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу// Тихоокеан. геология 1997. №2. С.93-102.
6. Дахнов В.Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений. М.:Гостоптехиздат, 1953. 498 с.
7. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна//Тихоокеан. геология 1996. № 6. С.81-101.
8. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности//Тихоокеан. геология 1995. № 6. С.103-108.
9. Пылаев А.М. Руководство по интерпретации вертикальных электрических зондирований. М.: Недра, 1968. 148 с.

Поступила в редакцию 30 июля 1997 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*T.V.Merkulova, Yu.F.Manilov*

### The structure of the south-western part of the Middle-Amur depression (from geoelectrical and gravimetric data)

As a result of joint interpretation of VES-data and gravimetric data, new information was obtained on the structure of a number of grabens in the Middle-Amur depression included in the Tan Lu fault system. The paper deals with some questions devoted to the methods of interpretation. The peculiarities of the geoelectrical section of the Byrofeldsky graben are determined. The thickness of the sedimentary cover of the grabens is defined more precisely thus providing additional evidence for evaluation of oil and gas potential.

## РЕЦЕНЗИИ, ДИСКУССИИ

УДК 523:55:56

## ПРОБЛЕМЫ ЗЕМНЫЕ - ПРОБЛЕМЫ КОСМИЧЕСКИЕ...

*Н.П.Романовский, Р.Ф.Черкасов**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

Недавно появилась книга Н.А.Шило\*, в которой по предложению фонда "Новое тысячелетие" обсуждаются проблемы, не имеющие до сего дня однозначного решения.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Автор рассматривает некоторые концепции образования Солнечной системы, в частности, гипотезу аккреции О.Ю.Шмидта, отмечая ее слабые места. В первую очередь, это случайность захвата холодного газопылевого облака Солнцем и необъяснимость распределения момента количества движения между планетами и Солнцем. Проанализировав данные по геологии Луны, Н.А.Шило приходит к выводу, что ее кратерные структуры порождены не метеоритными ударами (как считают сторонники гипотезы Шмидта), а вулканизмом. Это положение согласуется с представлением об эндогенном происхождении астроблем Земли [2].

Рассмотрев химический состав Солнечной системы, автор заключает, что базальты содержат 9 главных элементов из распространенных в этой системе. Поэтому базальтовый магматизм наиболее распространен не только на Земле и Луне (что указывает на их образование из одного и того же материала), но и на других планетах и спутниках планет-гигантов. Для объяснения соотношения химических элементов в Солнечной системе привлечены данные о ядерных реакциях образования этих элементов в звездах разного типа. В итоге Н.А.Шило приходит к выводу о спиральной (вихревой) структуре Протосолнечного плазменного облака со спиральными подчиненного ранга, из которых формировались планеты и спутники, а в центре главной спирали - Солнце. Это облако определило разделение момента количества движения между Солнцем и планетами. Для объяснения несоответствия состава Солнца и планет (дефицит в первом тяжелых элементов и избыток водорода и гелия) автор привлекает взрыв сверхновой звезд

ды вблизи Протосолнца, т.е. обогащение плазменного облака тяжелыми элементами и удаление части легких. Здесь надо отметить, что взрыв сверхновой довольно редкое явление. За последнее тысячелетие в Галактике зафиксировано всего несколько таких взрывов.

Н.А.Шило справедливо критикует взгляд на радиоактивный распад как главный источник энергии эволюции планет (В.Г.Хлопин [6] еще 60 лет назад показал быстрое уменьшение количества радиоактивной энергии в послееархейское время). Им предлагается новый источник энергии - диффузия атомарного водорода из глубинных оболочек планет. Этот источник можно рассматривать как дополнительный по отношению к энергии, генерируемой ядром Земли и вызывающей тектонические пульсации. Исследования Е.Е.Милановского [3,4], выявившего совпадение периодов учащения инверсий магнитного поля Земли и фаз складчатости, весьма подкрепляют такой взгляд.

К сожалению, у автора не рассмотрен отчетливо вопрос о времени конденсации твердого материала из плазмы. Иными словами, была ли Земля (и другие планеты) в начале своего существования малой звездой, как считали космогенисты и геологи - контракционисты (А.П.Павлов [5] и др.) до появления концепций холодного формирования планет.

Традиционная слабость космогенических гипотез Солнечной системы - отсутствие прогноза новых фактов. Не избежал ее и автор. Без таких прогнозов проверка гипотез весьма затрудняется. Но несомненно, что обращение Н.А.Шило к проблеме образования Солнечной системы способствует развитию пограничных между геологией и астрономией наук - астрогологии и геоастрономии.

\* Шило Н.А. Четыре космопланетарных проблемы: от Солнечной системы до Каспия. М.: Фонд "Новое тысячелетие", 1997. 136 с. Тир. 200 экз.

## АНТАРКТИЧЕСКАЯ ОЗОННАЯ ДЫРА

Озонный слой привлек к себе широкое внимание после обнаружения в нем в 80-х годах этой дыры. Она породила множество представлений и прогнозов, большинство из которых указывало на губительность ультрафиолетовой части солнечной радиации, в значительной мере поглощаемой озонным слоем, для биосферы, например, появились сообщения о выявлении у южной оконечности Южной Америки, на которую временами распространяется Антарктическая дыра, стай слепых рыб, об ослепших на тамошних горных пастбищах стадах овец, и т.д. Одни исследователи считают Антарктическую (и менее выраженную Арктическую) дыру техногенной, вызванной массовыми выбросами в атмосферу хладагентов, содержащих хлор и фтор, оксидов азота (из реактивных двигателей самолетов). Озон как сильный окислитель взаимодействует с ними и разрушается. Этот взгляд показался экспертам столь убедительным, что промышленно развитые страны договорились о снижении потребления указанных хладагентов вдвое уже к концу века, а некоторые из них в этом году прекратили их производство.

Другие исследователи склоняются к представлению о естественном происхождении озонной дыры, тем более что концентрация озона в атмосфере испытывает весьма значительные ритмические колебания - суточные, сезонные, 11-летние.

Н.А.Шило указывает на двойственную роль ультрафиолета, который (вместе с электрическими разрядами в атмосфере) порождает озонный слой, защищающий биосферу от его воздействий. Но насколько он губителен? Автор рассматривает Памир, где на высоте 2-2,5 км получают значительные урожаи различных сельскохозяйственных культур, для части которых характерен в этом ареале гигантизм. Специальное изучение показало, что ультрафиолетовые лучи не представляют опасности для памирской флоры (действие губительных коротковолновых лучей сглаживается длинноволновой частью спектра ультрафиолета). Затем, рассмотрев геологическую эволюцию, автор приходит к предположению, что в зарождении жизни на Земле не последняя роль принадлежит ультрафиолетовым и космическим лучам, разумеется, при стечении других благоприятных обстоятельств. В итоге Н.А.Шило делает вывод о естественном происхождении Антарктической дыры. Поэтому нет оснований видеть в ней начало всемирной экологической катастрофы.

В апреле 1998 г. в средствах массовой информации появилось сообщение о концепции озонных дыр, предложенной геологами МГУ: глубинные потоки водорода и метана, поступающие из разломов срединно-океанических хребтов (и в значительно меньшей мере - из разломов континентов), разрушают озонный слой. Так

как Антарктида со всех сторон окружена этими хребтами, то над ней и возникла наибольшая дыра.

## ИСЧЕЗНОВЕНИЕ МАМОНТОВ

В этой трехвековой проблеме имеются две версии: вымирание из-за ухудшения климата и невозможности адаптации к новым условиям (на это указывал еще первоисследователь мамонтов В.Н.Татищев); истребление в палеолите человеком.

Н.А.Шило участвовал в изучении Киргизского мамонта (мамонтенка Димы) - сенсации конца 70-х годов, самого исследованного трупа мамонта. Эти результаты вместе с другими данными позволили выяснить основные условия обитания мамонтов, занимавших вместе с сопровождавшими их животными (первобытные бизоны, шерстистые носороги, овцебыки и др.) обширный ареал, охватывающий практически всю Европу, Северную Азию и северо-западную часть Америки, соединявшуюся ранее с Евразией Берингийской сушей. Оптимальные параметры среды их обитания, по автору: сухой и холодный климат с малоснежными зимами на равнинных тундро-степях предгорных областей. Ландшафты мамонтовых степей отличались достаточно твердой почвой в летнее время (что существенно, ибо вес взрослых особей достигал трех тонн) и большой продуктивностью флоры в условиях безветрия и повышенной ультрафиолетовой радиации. Дефект озонного слоя автор скромно именуется щелью, но судя по ареалу мамонтовой фауны это была озонная дыра, по размерам вряд ли уступавшая нынешней Антарктической. На указанных пастбищах мамонты и их спутники нагуливали подкожный жир и жировой горб при минимальной трате энергии на поиски корма. В сезон ветров они мигрировали в предгорья, изобиловавшие древесной растительностью и наледной водой.

С наступлением среднего вюрма в связи с трансгрессией моря началось увлажнение воздуха, что привело зимой к мощному снежному покрову и бескормице, а летом к заболачиванию. Это вызывало массовую гибель животных (Береляхское кладбище вмещает, видимо, не меньше 10 тыс. погибших мамонтов).

Итак, вымирание мамонтовой фауны, растянувшееся почти на 30 тыс. лет, связано, по Н.А.Шило, с потеплением и увлажнением климата. Действительно в течение этого времени в ареал ее обитания расселялся человек, который пользовался "дарами природы" - замороженными трупами животных - и охотился на ослабевших особей. Но мамонтов уничтожила природная экологическая катастрофа, а не человек, воспользовавшийся лишь ее результатами и создавший ложное впечатление об антропогенном характере катастрофы. В истоках вымирания мамонтовой фауны лежит ее узко специализированная адаптация к специфическим экстремальным

ареалам. Из четырех проблем, рассмотренных автором, эта, видимо, наиболее близка к своему разрешению.

### КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЯ

Данное море, имеющее крайне важное социальное и хозяйственное значение, испытывало с 1927 г. почти постоянное падение уровня, в результате чего за полвека его зеркало сократилось на 1/8 часть. Появился сверхдорогостоящий проект поворота Печеры и Двины на юг, в Каспий. И в это время начался подъем уровня Каспия, продолжающийся уже 20 лет и вызвавший грандиозную экологическую катастрофу в связи с затоплением прибрежной зоны, где бездумно размещали поселения, инженерные сооружения, транспортные магистрали, сельхозугодья и т.д. Провал долгосрочных прогнозов уровня Каспия автор справедливо связывает с второстепенностью климатического фактора и аргументированно показывает несостоятельность традиционных чисто климатических моделей, использовавших в последних вариантах гипотезу о техногенном потеплении климата на Земле. В частности, выявлено незначительное влияние на уровень Каспия притока в него речных вод и осадков, выпадающих на водосборах рек и на море.

Специалисты водных проблем не учитывали геологические результаты: 4 крупных колебания уровня Каспия за последние 200 тыс. лет, на фоне которых происходили менее длительные колебания подчиненных рангов. Поэтому автор рассматривает связь Каспия с другими бассейнами. При этом подчеркивается значение субширотных прогибов (параллельных Кавказской складчатой системе) и, видимо, недооценивается роль меридиональных структур. Одно из достижений неотектоники - выявление существенного значения воздымания Транскавказской меридиональной зоны для образования Каспийской впадины. Не случайно Каспий имеет меридиональную вытянутость. Сравнительно недавно, во времена Геродота, его бассейн достигал верховьев р. Камы [1].

Основное внимание уделено разработке тектонической (климатотектонической) концепции колебаний уровня рассматриваемого моря, названной литосферно-гидросферной декомпрессионной моделью (Н.А. Шило и М.И. Кривошей). Ее главное положение: сжатие литосферы сопровождается подземным стоком выжатой из нее воды в Каспий, а растяжение ведет к уходу части воды из моря в литосферу. В качестве индикатора напряжений используются землетрясения. Последние локализируются, по мнению авторов модели, в сложной кольцевой структуре, в которой они связывают распределение эпицентров с одиннадцатью выделенными ими правильными кольцевыми структурами, имеющими об-

щий центр (расположен между Баку и Красноводском). Конечно, такая структура труднодоказуема, тем более что ни в одной сейсмической области мира не известны ее аналоги. Но несомненно, что эпицентры землетрясений во время нынешнего подъема уровня моря сосредоточены внутри акватории и что это позволяет предполагать преимущественное сжатие литосферы под морем. А эпицентры землетрясений, сопутствовавших падению уровня моря, в большинстве своем находятся вне акватории, что, вероятно, указывает на относительное растяжение литосферы под Каспием в тот период. Авторы выявили водоемы, в которых ход уровня воды совпадает с Каспием (Сарыкамышские озера, оз. Шалкар) или находится с ним в противофазе (Арал), что усиливает их концепцию.

Ныне значительные надежды в государствах, окружающих Каспий, возлагаются на проект Каспийского полигона с мониторингом. Последний важен для краткосрочного прогнозирования, а надежность долгосрочных прогнозов может быть обеспечена лишь знанием закономерностей в иерархии циклов нескольких рангов (от многих десятилетий до десятков тысяч лет). Как отмечает автор, достоверно не известно, как долго продлится процесс роста напряжений в земной коре (по ориентировочным расчетам ослабление напряжений может произойти в 2008-2010 гг.)

Российские геологи в лице своих выдающихся представителей (В.И. Вернадский, В.А. Обручев, Д.В. Наливкин, Ю.А. Косыгин и др.) всегда живо интересовались проблемами смежных наук и вносили свой вклад в их разрешение, способствуя тем самым формированию пограничных наук, связывающих основные. Эту традицию продолжил Н.А. Шило рассмотренной книгой.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Ковалевский С.А. К истории Южного Прикаспия в первом тысячелетии до нашей эры. Баку - М.: ОНТИ - Азнефтеиздат, 1934. 42 с. (Тр. Азерб. нефт. геол.-развед. треста; Вып. 14).
2. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Д., Панеях Н.А., Федосова С.П. Импактогенез и вулканизм// Петрология. 1993. Т.1, № 6. С.571-595.
3. Милановский Е.Е. Пульсации Земли// Геотектоника. 1995. № 5. С.3-24.
4. Милановский Е.Е. О корреляции учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое// Геотектоника. 1996. № 1. С.3-11.
5. Павлов А.П. Избранные сочинения. М.: Изд-во МОИП, 1948. Т.1. 216 с.
6. Хлопин В.Г. Радиоактивность и тепловой режим Земли// Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. 1937. № 2. С.207-224.

## ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ ТРУД: СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ АНАЛОГОВ\*

Г.Л. Кириллова\*, В.Ю. Забродин\*\*

\* Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

\*\* Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие, Дальгеолком, г. Хабаровск

Под эгидой Национального комитета геологов России, его подкомиссии по систематике осадочных пород, Учебно-методического объединения университетов России, Межведомственной комиссии по систематике и номенклатуре осадочных пород высокопрофессиональным коллективом исследователей, среди которых идейными вдохновителями были профессоры Санкт-Петербургского и Московского университетов В.Н.Шванов и В.Т.Фролов, впервые в мире представлена полная систематика осадочных пород, построенная на структурно-вещественной основе. Дано исчерпывающее описание всех осадочных пород и их современных и метаморфизованных аналогов.

Общая систематика построена по иерархическому принципу и включает шесть таксонометрических уровней. За элементарную единицу систематики принят минерально-петрографический вид. Каждая из породных групп тоже классифицируется по составу и структуре. На их основе построены также целевые классификации - фациально-генетические, тектонические и др. Описание породных групп сопровождается терминологическими словарями, имеющими самостоятельную ценность, особенно для студентов.

Композиционно книга построена весьма удачно. Она состоит из четырех частей. В первой части освещены общие проблемы классифицирования и систематизирования осадочно-породных образований (В.Н.Шванов). Она включает две главы: историю классифицирования осадочных пород и общую систематику осадочных пород и их аналогов. В этой части авторы определяют основные термины, используемые для построения систематики осадочных пород и осадков. Довольно подробно разбираются некоторые современные представления из теории классифицирования. Здесь авторам можно посочувствовать, ибо литература в этом виде научной деятельности поистине необозрима, и довольно трудно согласовать имеющиеся весьма привлекательные концепции. В общем, авторам удалось найти верный путь, принятые ими методолого-теоретические предпосылки классифицирования в целом представляются удовлетворительными.

Авторы достаточно корректно используют понятия "система", "структура", "элемент". Однако мимо их внимания прошло понятие "подсистема", в частности, такой важный вид подсистем, как "компонент". В свое время

было показано (В.Ю.Забродин и др. в справочнике "Геологические тела", 1986 г.), что в качестве главнейших компонентов естественных геологических систем могут рассматриваться элементарные ячейки геологических тел - некоторые минимальные наборы элементов, симметричными преобразованиями которых можно выполнить весь объем тела (в идеальном случае, естественно). В гл. XIV элементарные ячейки (хоть и кратко) рассматриваются, но в гл. II им места не нашлось. А ведь это позволило бы авторам сразу же теоретически обосновать различие между петрографическими понятиями "структура" и "текстура" для геологических тел горнопородного уровня, где первая обозначает связи между *элементами*, а вторая - связи между *компонентами* тел. Отметим попутно, что авторы не всегда (это - типичный недостаток геологических работ) разграничивают "породы" и "горнопородные тела"\*\*. Известно, что интуитивно между некоторыми группами пород существуют по-видимому естественные границы (между глинистыми породами и алевролитами, между алевролитами и песчаниками и др.), на которых довольно заметно меняются свойства пород. Это особенно хорошо заметно на границах монопородных геологических тел. Но границы эти, видимо, весьма нерезкие, и принятые ныне граничные значения содержания обломочного материала кажутся недостаточно обоснованными (они в разных странах разные), хотя и отвечающие интуитивно-эмпирическим представлениям. Жаль, что авторы не уделили этому вопросу внимания.

Хотелось бы отметить некоторые неточности, допущенные авторами в этой части. На с.29 написано: "Наиболее удачное освещение проблемы естественности со ссылкой на малоизвестную работу А.А.Любищева (9) было сделано Ю.С.Салиным". Здесь упоминается как раз наиболее, пожалуй, известная статья "О форме естественной системы организмов", вторично опубликованная в 1982 г. в известном сборнике работ А.А.Любищева. Авторы рецензируемой книги, похоже, эту статью не использовали. А жаль. В ней впервые в классификационных исследованиях указывается, что классификации по форме могут быть 3-х видов - иерархические, параметрические и комбинативные (авторы монографии упоминают только иерархизированные и неиерархизированные). Пример иерархической

\*Рецензия на монографию "Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов". Санкт-Петербург: Недра, 1998. 352 с. Авторы: В.Н.Шванов, В.Т.Фролов, Э.И.Сергеева, В.И.Драгунов, Д.К.Патрунов, В.Г.Кузнецов, Г.А.Беленицкая, В.В.Куриленко, А.Д.Петровский, В.Н.Кондитеров, Т.К.Бажнова, В.В.Жданов, Ф.А.Щербаков, М.Н.Щербакова, Г.А.Мизен, В.М.Цейслер, Б.А.Трифонов, Ю.Л.Верба, К.Б.Ильин. Отв. ред. В.Н.Шванов

\*\*Этот аспект был довольно детально рассмотрен Г.Л.Кирилловой в статье "Горная порода - вещество или тело?" из сборника "Системные исследования в геологии" Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1978.

классификации - биологическая систематика, параметрической - кристаллографическая система Федорова-Шенфлиса (положение кристалла в системе зависит от параметра - группы симметрии), комбинативной - классификация магматических пород (на первом уровне классифицирования положение объекта определяется параметром - содержанием  $\text{SiO}_2$ , далее следует иерархия). Комбинативную форму имеет и предлагаемая авторами систематика осадочных пород.

Вторая часть книги, наибольшая по объему (около 240 стр.), посвящена собственно систематике и классификации осадочно-породных групп, которая охватывает все разряды, надклассы, семейства и роды осадочных пород. Систематика представлена не только в текстовом варианте, но и в виде таблицы, что делает ее более наглядной. К сожалению, в систематике осадочных пород авторы единожды отступили от своего генерального принципа и выделили надкласс "малые породы", название которого не несет никакой информационной нагрузки. Прилагательное "малые" фигурирует и при описании классов пород, подменяя более точное прилагательное "редкие", поскольку речь идет не о размерах, а частоте встречаемости, т.е. о редко встречающихся породах.

Каждый разряд, класс пород описан специалистами соответствующего профиля, признанными знатоками, авторитетными исследователями. Однако, на данном этапе не удалось достичь полной гармонии как в описании, так и в количестве иерархических уровней. По-видимому, это отражает объективно существующую реальность. По крайней мере будущим исследователям ясно, к чему надо стремиться. Тем не менее в общей систематике авторам удалось сохранить приоритет структурно-вещественных признаков, что и является основной ценностью и новизной систематики.

В третьей части книги "Аналоги осадочных пород" освещены подходы к структурно-вещественной классификации современных осадков, метаморфических и вулкано-осадочных пород. На данной стадии исследований не достигнуто полной корреляции с классификациями соответствующих групп осадочных пород, данных во второй части книги. Хотя попытки построения таких классификаций весьма ценны. Как недоразумение в классификации метаморфических пород выглядит название одного из семейств кварц-полевошпатового подрода - основное (метамергели). По мнению рецензентов, не следовало применять устаревшее, пожалуй, разделение продуктов дислокационного и катакластического метаморфизма. Это все - единый ряд образований, постепенно сменяющих друг друга - от глинок трения и катаклизитов до филлонитов зеленосланцевой (видимо, и эпидиот-амфиболитовой) фации и псевдо-тахилитов. Недаром сейчас исследователи предпочитают пользоваться термином "стресс-метаморфизм".

Четвертая часть книги невелика по объему, но концентрирует весьма важные сведения по некоторым теоретическим и прикладным аспектам систематизирования осадочных пород в свете общей естественно-научной методологии. (Драгунов В.И., Цейслер В.М., Ильин К.Б., Фролов В.Т.). В этой части хорошо показано (табл. XVI-2), как с помощью концепции уровней организации вещества происходит переход от горных пород (горнопородных тел)

к геологическим формациям (формационным телам), отмечен прикладной аспект исследований. Однако в разных главах существует разноречивость с количеством уровней и их названиями, еще раз демонстрирующий состояние поднятой проблемы. И, наконец, последний раздел "Альтернативные подходы ...", написанный В.Т.Фроловым, ясно показывает, что научный поиск в части классификации и систематизации пород продолжается.

Подводя итог рассмотрению книги, следует подчеркнуть, что это - фундаментальный вклад в развитие как российской, так и мировой науки, не имеющий аналогов. Следует лишь сожалеть, что в книге отсутствует содержание и аннотация на английском языке, что значительно ускорило бы знакомство зарубежных читателей с этим ценным трудом.

Петрография в целом, как раздел геологии, во второй половине нашего столетия переживает период наведения порядка в своих основах - классификациях горных пород. Первыми решились на это специалисты в области петрографии магматических пород (справедливости ради надо отметить, что и старые классификации у них были более строгими и, пожалуй, более естественными, чем у их коллег в смежных разделах петрографии). Несмотря на некоторые недостатки предложенных классификаций, они получили одобрение большинства геологов России. Теперь на этот путь вступили петрографы-осадочники, и результат получился весьма впечатляющий. Теперь дело - за специалистами в области петрографии метаморфических пород, где пока не появилось принципиально новых классификаций, заметно меняющих к лучшему наши представления о системе метаморфических образований.

Не приходится сомневаться, что предлагаемая классификация осадочных пород будет восприниматься, мягко говоря, сдержанно на первых порах абсолютным большинством геологов России, не говоря уж о специалистах из других стран. Все-таки изменения в существующих представлениях предлагаются весьма значительные. Напомним, что новая (ныне официально в России единственная) классификация магматических пород, внесшая несравненно меньшие изменения в привычные представления, в полной мере используется лишь в организациях Министерства природных ресурсов (где она введена в инструктивно-приказном порядке), и зачастую игнорируется, например, геологами РАН. Но начинать надо, конечно, с воспитания студентов. Поэтому ценность рецензируемой книги значительно повышается тем обстоятельством, что в составе авторского коллектива главная роль принадлежит профессорам ведущих геологических ВУЗов страны. Им - и карты в руки.

Рецензируемая книга, как ВУЗовский учебник, имеет существенные достоинства: она излагает предмет не как нечто застывшее, раз навсегда данное, а как сегодняшний результат столетней истории осадочной петрографии. В этом отношении она удачно построена. В ней есть небольшая, но хороший по содержанию исторический очерк, методологические и методолого-теоретические главы, разделы, излагающие альтернативные представления. Нам кажется, что студентам будет интересно учиться по такому учебнику, а в них - будущее науки.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОНКОДИСПЕРСНОГО ЗОЛОТА НЕВАДИЙСКОГО ТИПА – ТИП РЕГЕНЕРИРОВАННЫХ ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ\*)

Ю.И. Бакулин

Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск

После открытия в 1962 г. в США месторождения Карлин, обобщающей сводки Д.М. Хаусена, Л.Ф. Керра, базирующейся на работах американских геологов 1961-1966 гг., невадийский тип месторождений тонкодисперсного золота привлекал внимание геологов в других странах и был выявлен в Китае, Республике Корея, России (Кельмачев и др., 1990 г.) и ряде других стран. Необычный минералогический тип руд, структурно-морфологические особенности оруденения и геологические условия его локализации обратили на себя внимание, но исследователи пытались втиснуть их в магматогенно-гидротермальные генетические модели рудообразования, не обращая особого внимания на несоответствия с действительностью и отдельных положений модели между собой. Поводом для написания настоящих заметок послужила статья Л.В. Эйриша, которая искаженно трактует генетические особенности месторождений рассматриваемого типа. Ниже приводятся данные о геологических условиях локализации месторождения типа Карлин на основании известных публикаций, затем рассматриваются положения статьи Л.В. Эйриша.

1. Геолого-структурные условия локализации оруденения имеют общую особенность независимо от возраста и места проявления оруденения. Все рудные районы приурочены к малоподвижным, амагматичным и наложенным геологическим структурам, развивающимся на фоне консолидационных процессов устойчивых блоков (платформ, щитов, срединных массивов). В Республике Корея это поздние протерозойские карбонатные формации чехла Сино-Корейского массива, в России - венд-кембрийские карбонатные толщи чехла юго-восточной части Сибирской платформы, в США (Невада) - ордовикско-силурийские миогеосинклинальные прогибы на субстрате Северо-Американской платформы, в Китае - девонские (Сычуань) и триасовые (Юннань-Гуанси) наложенные прогибы (дива-структуры) на платформенных сооружениях Янцзы.

2. Состав рудовмещающих карбонатных толщ во всех случаях доломитовый с существенной примесью глинистого, алевритоглинистого вещества. Так, рудоносная формация Роберт-Маунтинс в Неваде содержит вещество алюмосиликатного состава до 35%, а формация Попович содержит алюмосиликаты до 43%. Работами ДВИМСа на юго-востоке Сибирской платформы ус-

тановлена загрязненность доломитов алевритоглинистым веществом, чаще песчаным веществом до 32%, обычно - 5-15%. Китайские геологи подчеркивают, что минерализация развивается в "грязных" карбонатных толщах (impure carbonate rocks). Эти особенности состава вмещающих пород, а также повышенные содержания органического углерода и присутствие сингенетического пирита вполне определенно свидетельствует о специфической палеогеографической обстановке седиментационных бассейнов, развивающихся в условиях интенсивного химического выветривания и, соответственно, хемогенного отложения продуктов.

3. Структурный контроль оруденения выражается в послойном залегании рудных тел, их приуроченности к пологим антиклинальным складкам и купольным структурам определенной роли разрывных нарушений.

4. Признаки оруденелости пород имеют важное значение, т.к. визуально ни золото, ни другие рудные минералы в первичных рудах не устанавливаются. Когда в результате диагенеза сравнительно однородного алеврито-глинисто-карбонатного осадка начинает индивидуализироваться глинисто-алевритовое вещество в виде извилистых, прерывистых, часто соединяющихся и ветвящихся слоев, а текстура породы приобретает брекчиевидный облик, концентрации золота возрастают до 0,3 г/т (Кельмачев, 1990 г.). Еще более существенные перераспределения золота происходят при декарбонатизации. При этом образуется монтмориллонит и кварц, плотность пород уменьшается с 2,77-2,78 г/см<sup>3</sup> до 2,53 г/см<sup>3</sup>, а содержания золота превышают 1 г/т. Оруденелые доломиты содержат сингенетический пирит и органический углерод до 2%; на юго-востоке Сибирской платформы содержание органического углерода составляет в среднем 0,2-0,6 при максимальных содержаниях до 6,45%. При наложенных процессах происходит перераспределение органического вещества, замещение пирита, высвобождается, укрупняется и осаждается на новообразованиях (прежде всего на глинистых минералах) золота.

Таким образом, первыми признаками рудоносности является пятнистый, брекчиевидный облик пород, наличие обособлений глинистых минералов, декарбонатизация, а в ряде случаев мраморизация карбонатов. Красноватый оттенок породы приобретают при гематизации.

\*) Дискуссия к статье Л.В. Эйриша "К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа".



5. Процессы регенерации рассеянного золота происходят неоднократно, охватывая литификацию осадка, диагенез и катагенез, тектоническую переработку в пликвативных и разрывных структурах, термальный метаморфизм под воздействием магматических тел, гипергенез. С каждым новым этапом происходит укрупнение золотин и индивидуализация рудоносных тел. Каждое месторождение и даже рудное тело характеризуется своим набором процессов регенерации. Поэтому полностью аналогичных рудных тел не встречается. В штате Невада [1,3,4] в каждом “тектоническом окне” отмечаются своеобразные руды. Так, на месторождении Карлин велика роль процессов гипергенеза, прослеживающихся на глубину 400-450 м от поверхности, причем до 150 м распространяется зона кислотного выщелачивания. При этом рудное тело согласно со слоистостью. На месторождении Голд Квори также интенсивно проявлены гипергенные процессы, но выражена зависимость морфологии рудных тел от разломов. На месторождении Кортес более отчетливо выражена регенерация золота под воздействием олигоценых порфиров, которые не являются рудоносными. Регенерация золота сопровождается брекчированием, декарбонатизацией доломитов, гематитизацией, окремнением. На юго-востоке Сибирской платформы регенерация золота в венд-кембрийских доломитах тумудлурской и юдомской свит под воздействием юрско-раннемеловых диорит-порфиров сопровождается образованием скарнов, но в удалении от интрузий оруденение связано с субгоризонтальными послойными кварц-карбонат-каолинит-гематитовыми залежами. По вещественному составу гематитовому типу руд в наибольшей мере соответствует месторождение Тас-Юрях, но в структурном отношении важную роль играют и распространяющиеся вдоль них линейные коры выветривания. Кроме того, здесь выражен контрастный состав рудовмещающих (карбонатный) и перекрывающих (алюмосиликатный) пород, контактирующих по рудоконтролирующему разлому.

Куранахское месторождение (Саха-Якутия), приуроченное к доломитам венд-кембрийского уровня, “облагородилось” в результате гипергенных процессов, причем так же, как и на месторождении Голд Квори, кора выветривания не только современная, но и более древняя, сопряженная с образованием наложенных континентальных впадин (юрской - в Якутии и олигоценовой - на месторождении Голд Квори). А на Лебединском месторождении при регенерации золота возрастает роль термального воздействия юрско-раннемеловых интрузий.

6. Геохимические особенности оруденения невадийского типа определяются постоянным присутствием ртути, сурьмы, мышьяка, реже свинца, цинка, серебра. В рудах месторождения Карлин отмечаются повышенные содержания таллия. Китайские геологи [6] также отмечают присутствие таллия. Они выделяют три геохи-

мических типа руд: золото-пиритовый, золото-ртуть-таллиевый, золото-мышьяк-сурьмяный.

Серебро для данного типа не характерно. Исключение составляет район Гейджо (Корея) [5], где отношение серебра к золоту около 40.

К участию в дискуссии с Л.В.Эйришем по поводу описания месторождения Карлин и оценки перспектив на выявление аналогичных месторождений на востоке России автора побудило стремление предостеречь читателей от преувеличения роли признаков магмагенно-гидротермального генезиса оруденения.

Не обнаруживается связи оруденения с батолитом Боудлер, тем более, что Л.В.Эйриш пишет о дорудном его становлении. А вот региональный минимум силы тяжести действительно связан с гранитоидами, а не рудным районом. Поскольку складчатые структуры в районе месторождения Карлин и других месторождений невадийского типа имеют слабо напряженный характер, типичный для миогеосинклинальных и наложенных прогибов, вряд ли уместно подчеркивать, что район месторождений расположен “в складчатой структуре Кордильер”.

На рис. 2,3 нет “линейной тектонически ослабленной зоны, вдоль которой внедрялись дайки кварцевых порфиров и проникали рудообразующие растворы”.

Л.В.Эйриш ошибочно считает, что рудовмещающая формация Роберт-Маунтинс представляет собой “глинистые и доломитовые алевролиты”. Этот вопрос принципиальный, поскольку всем известно, что оруденение невадийского типа залегают в карбонатных толщах доломитового состава, загрязненных илистым веществом. Откуда такая информация? Первая версия - качество перевода цитируемой Л.В.Эйришем работы, вторая - описание относится к зоне выветривания и декарбонатизации, где действительно образуется мелкозернистое вещество преимущественно алюмосиликатного состава (табл. IV, стр. 597, [3]). Но и в том и в другом случае имеет место недостаточно внимательное изучение первоисточника. На стр.594 [3] читаем: “плитчатые илистые известняки нижнесилурийской формации Роберт-Маунтинс ... описаны Робертом с соавторами”. 10-20-футовый разрез формации изучен в 6-ти милях от рудника Карлин. “Средне и тонкозернистые, темно-серые доломитистые известняки, содержащие глинистый и песчаный материал и характеризующиеся тонкослоистостью” (там же). В районе карьера Карлин, по-видимому, характеризующему зону окисления, “растворение и вынос большей части карбонатных минералов приводит к образованию пористых пород малой плотности, состав которых меняется от глинистых до доломитистых алевролитов” (стр. 595 [3]). Плотность уменьшается от 2,63 до 1,95-2,40.

Л.В.Эйриш хорошо описывает распределение золота в сингенетичных минералах осадочных пород.

Здесь нужно добавить, что наблюдается приуроченность тонкого золота к микротрещинам, зонам роста сингенетичного пирита. Концентраты пирита содержат до 6 кг/т золота [2].

Особенности локализации оруденения Л.В.Эйришем охарактеризованы неудовлетворительно. Автор попытался их изложить в п.п. 1-6 в начале статьи.

В 1987-1990 гг. ВИМСом (В.А.Кельмачев и др., фонды Дальгеолкома) проводились работы по оценке перспектив стратиформных проявлений золота в венд-кембрийских отложениях юго-восточной части Сибирской платформы, направленные на выявление месторождений невадийского типа, изучение особенностей их локализации. Установлена повышенная золотоносность доломитов венд-кембрийского уровня и выявлены признаки регенерации золота с образованием обогащенных золотом участков. Кадастром рудопроявлений учтено 173 объекта, в разной степени обогащенных золотом и имеющих различные перспективы обнаружения промышленно интересных руд. Многие из них известны с шестидесятых-семидесятых годов, 79 проявлений выявлены при проведении описываемых работ. Они классифицированы по вещественным и другим признакам. Это наиболее перспективный район на обнаружение месторождений невадийского типа.

Прогнозируемое Л.В.Эйришем оруденение невадийского типа в Уруша-Ольдойском районе мало вероятно из-за несоответствия геологических условий локализации и состава карбонатных толщ. Карбонатные комплексы на Буреинском массиве, в частности, такие площади, как Норско-Сухотинский (Чагоянская площадь), Гаринский, Кимканский, Мельгинский наложенные прогибы, впоне могут содержать рассеянное золото, которое при наложении процессов регенерации может образовать месторождения. По этой же причине нельзя считать перспективными для обнаружения месторожде-

ний типа Карлин площади Монголо-Охотской геосинклинальной складчатой системы. Кроме упоминавшихся на Дальнем Востоке, перспективными на сингенетичное тонковкрапленное оруденение в карбонатных толщах невадийского типа являются площади Омолонского и Ханкайского массивов.

К идее первично-осадочного генезиса месторождений типа Карлин ранее склонялись ряд исследователей ЦНИГРИ [5], которые отмечали, что "огромные объемы прожилково-вкрапленной минерализации и ее приуроченность к характерной геологической среде позволяет предполагать первичное гидротермально-осадочное сингенетичное накопление минерализации с ее частичной регенерацией в более поздние металлогенетические эпохи" (стр.132).

Китайские геологи [6] также отмечали, что большая часть минерального состава руд сформирована при седиментации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России/ Северо-Восток. Геол. комитет. М., 1992. 140 с.
2. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра. 1988. 280 с.
3. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада//Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т.II. С. 590-624.
4. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра. 1972. 296 с.
5. Kim Jong Sun. Characteristics of gold silver mineralizations developed in carbonate rocks in Taegok district (northern part of Korea)// Abstracts of 30-th IGC. Beijing, 1996. V. 2, No 3. P. 781.
6. Lin Dongsheng, Tan Junjin and Wong Jonge. Geological and geochemical characteristics of Carlin-type gold deposits in China //Ibid. P. 781.

*Поступила в редакцию 16 июля 1997 г.*

## НЕКРОЛОГ

## АЛЕКСЕЙ ДМИТРИЕВИЧ ЩЕГЛОВ

(1926 - 1998)

15 июня 1998 г. скоропостижно скончался Алексей Дмитриевич Щеглов – доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик Российской академии наук, лауреат Государственной премии СССР, директор Всероссийского научно-исследовательского института (ВСЕГЕИ).

А.Д. Щеглов – один из ведущих ученых страны в области металлогении и геологии рудных месторождений, автор основополагающих научных трудов по металлогении областей активизации, рифтовых зон и срединных массивов, основам металлогенического анализа, по вопросам геологии и прогноза месторождений вольфрама и флюорита. В последние годы его научные интересы были сосредоточены на изучении проблем нелинейной металлогении в связи с глубинным строением Земли, а также золоторудных и других месторождений сложного (осадочно-гидротермального) генезиса. Теоретические положения, выдвинутые А.Д. Щегловым, легли в основу поисков эндогенных руд в ряде регионов страны и привели к открытию новых месторождений.

А.Д. Щеглов был тесно связан с журналом “Тихоокеанская геология” с первых дней его основания. Он многие годы был заместителем главного редактора журнала, был постоянным автором статей по геологии рудных месторождений.

А.Д. Щеглов родился в Ленинграде, где в 1948 г. закончил Горный институт. Студентом он начал работать в Забайкалье и затем продолжал свои многолетние исследования в этом регионе. С 1953 г., после окончания аспирантуры Академии Наук, он работает во ВСЕГЕИ, где прошел путь от старшего научного сотрудника, начальника Забайкальской экспедиции до директора института.

С 1970 г. А.Д. Щеглов – заместитель министра геологии СССР. На этом посту он вел большую работу по организации геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые. Под его руководством успешно решались многие важные проблемы развития минерально-сырьевой базы страны.

С 1979 по 1985 гг. А.Д. Щеглов работал в Дальневосточном научном центре АН СССР в должности заместителя председателя Президиума, директора Дальневосточного геологического института. Им были организованы комплексные исследования по изучению вулканогенных поясов и рудных месторождений Дальнего Востока, увенчавшиеся написанием крупной монографии. С 1986 года он работал заведующим кафедрой в Ленинградском горном институте, а с 1987 г. – вновь директором ВСЕГЕИ.

А.Д. Щеглов – автор более 500 статей и крупных монографий, широко известных в нашей стране и за рубежом, многие из них переведены на иностранные языки и выдержали несколько изданий. За свои книги он удостоен звания лауреата Государственной премии. Научные труды А.Д. Щеглова и его большая научно-организационная работа, всегда направленные на решение важнейших теоретических и практических вопросов, выдвинули его в число крупнейших ученых-геологов страны.

Международным признанием научной деятельности А.Д. Щеглова явилось его избрание в 1980 г. на XXVI сессии МГК в Париже Президентом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Он был награжден многими отечественными орденами и наградами геологических служб ряда зарубежных стран. А.Д. Щеглов – академик Академии естественных наук Российской Федерации, Международной Академии минеральных ресурсов. Почетный разведчик недр России.

А.Д. Щеглова знали геологи разных регионов, он был их хорошим товарищем, с которым можно было обсуждать сложные вопросы поисков и разведки месторождений одинаково просто и в министерском кабинете, и полевых условиях экспедиции.

Алексей Дмитриевич был принципиальным человеком, всегда занимавшим активную жизненную позицию. Он был добрым и чутким товарищем. Память о нем навсегда останется в сердцах дальневосточников.

*Редколлегия, коллеги, друзья*

---

Научный редактор Войнова И.П., Бердников Н.В., Быков В.Г.  
Корректор Афанасьева И.А.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой  
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 24.07.98 г.  
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.16. Усл.-изд.л.17  
Тираж 200 экз. Заказ 16.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН  
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

### Поправки к №1 1998 г.

В статье С.В.Зябрева «Стратиграфическая летопись кремнисто-теригенного комплекса хр.Хекцир...» стр. 82 левый столбец недопечатана последняя строчка, редакция приносит свои извинения и печатает предложение полностью:

Наиболее показательное поведение складок *A*: при неизменной симметрии (*Z*-рисунок при взгляде с запада) они закономерно меняют свою кинематику взброса (взброса-правого сдвига) в южном крыле синформы (рис.3, диаграммы 1 - 4; рис.4А - складки 1 и 2) на кинематику правого сдвига в центриклинали (рис.3, диаграммы 5 - 7; рис.4А - складки 3) и далее на кинематику сброса в северном крыле (рис.3, диаграммы 8 - 18; рис.4А - складки 4), в опрокинутой части которого кинематика преобразуется во взбросовую с левосдвиговой компонентой (рис.3, диаграмма 19; рис.4А - складки 5).

### Поправки к № 2 1998 г.

В статье В.Е. Кузнецова «Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья» недопечатан список литературы, в связи с чем редакция приносит свои извинения и печатает недостающую часть:

4. Николаев В.В. Сейсмотектоника линейментных зон в Восточной Азии/ИЗК СО РАН, ИКАРП ДВО РАН. Биробиджан-Иркутск, 1995. 48с.
5. Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. 128с.

**Вниманию организаций, изучающих  
Мировой океан  
(геология, минерагения, геофизика и  
палеонтология)**

Реализуется уникальная сводка по глубоководному бурению,  
осуществленному НИС «Гломар Челленджер»

( «Deep Sea Drilling Project» ):

**Initial Reports** ( 81 том, из них 33 тома в оригинале,  
остальные - ксерокопии);

**Initial Core Descriptions**

( 20 томов, почти все в оригинале).

Обращаться по адресу: 680063, г.Хабаровск,  
ул. Ким-Ю.Чена, 65

**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН.**

**Библиотека.**

Тел. 22-75-88

Факс (4212) 227-684

E-mail: tectonic@itig.khabarovsk.su

---

(Адрес подписчика)