

Том 17, номер 3
ISSN 0207- 4028

Май-Июнь 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 17 №3 1998 Май-Июнь

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.Хэлбуты (США), Ченъ Года(КНР)

Редакционный совет

В.А.Буряк, Ю.А.Ващилов, 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 № 3 1998 May-June

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.Halbouthy (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 Counsil

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

Тектоника и геодинамика

Л.М.Парфенов, У.Дж.Ноклеберг, А.И.Ханчук. Принципы составления и главные подразделения легенд геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии	3
В.В.Голозубов, Донг-У Ли, Г.Л.Амельченко. Роль горизонтальных перемещений при формировании Раздольненского мелового эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье).....	14

Стратиграфия и седиментология

В.С.Вишневская, Н.А.Богданов, Г.Е.Бондаренко. Бореальные радиолярии средней юры-раннего мела Охотоморского побережья Камчатки	22
Ю.Д.Захаров, Н.Г.Уханева, А.В.Киселева, Г.В.Котляр, А.П.Никитина, Дж.Тазава, В.И.Гвоздев, А.В.Игнатьев, А.К.Чербаджи. Пермские известняки Китаками (Япония) и Приморья: стабильные изотопы углерода, Ca-Mg отношения, корреляция	36
Г.Г.Филиппова. Гребенкинский флористический комплекс в бассейне р.Анадырь (Чукотка)	50
Т.И.Линькова, Ю.Ю.Иванов. Мощности четвертичных осадков в северо-западном сегменте Тихого океана.	61

Минералогия и геохимия

А.Ю.Антонов. Редкоземельные элементы в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита	68
М.И.Липкина Фосфатная и сопутствующая минерализация в магматических породах подводного вулкана Ченцова (Японское море)	81
Г.Н.Гамянин, В.И.Гончаров, Н.А.Горячев. Золото-редкометальные месторождения северо-востока России	94

Металлогения

В.Г.Хомич, А.С.Вах, И.И.Фатьянов, В.В.Иванов, А.В.Зиньков, Г.Р.Саядян, Г.Б.Молчанова, ЛюЛяндэн, ЛюЮнлян, Ву Гоусу, Чжсу Юнчжесен. Благороднометальное оруденение сопредельных территорий Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая	104
Г.В.Роганов. Крудоносности Имангакитского и Куранахского анортозитовых массивов (Алдано-Становой щит)	113

Хроника

Н.А.Шило, Н.Г.Патык-Кара, Е.М.Камишилина. XI Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания	126
--	-----

CONTENTS

Tectonics and Geodynamics

- L.M. Parfenov, W.J. Nokleberg, A.I. Khanchuk.* Compilation principles and the main units of the legend of the Geodynamic Map of North and Central Asia, Russia's Far East South, Korea and Japan 3
V.V. Golozubov, Lee Dong Woo, G.L. Amel'chenko. The role of horizontal displacements during the formation of the Razdol'nenskiy epicontinental basin (South Primorye, Russia) in the Cretaceous period 14

Stratigraphy and Sedimentology

- V.S. Vishnevskaya, N.A. Bogdanov, G.Ye. Bondarenko.* Boreal mid Jurassic - Early Cretaceous Radiolaria of Kamchatka, Okhotsk Sea coast 22
Yu.D. Zakharov, N.G. Ukhaneva, A.V. Kiseleva, G.V. Kotlyar, A.P. Nikitina, J. Tazawa, V.I. Gvozdev, A.V. Ignatyev, A.K. Cherbadzhy. Stable carbon isotopes and Ca/Mg ratio in the Permian limestones of Kitakami (Japan) and Primorye, and their correlation 36
G.G. Filippova. Grebenka floral assemblage in the Anadyr' River basin (Chukotka) 50
T.I. Lin'kova, Yu. Yu. Ivanov. Quaternary sediment thicknesses, the Pacific north-western segment 61

Mineralogy and Geochemistry

- A. Yu. Antonov.* Rare-earth elements in Late Mesozoic granitic rocks of the southern boundary of the Aldan shield 68
M.I. Lipkina. Phosphatic accompanying mineralization in magmatic rocks of the underwater volcano Chentsov (the Sea of Japan) 81
G.N. Gamyanin, V.I. Goncharov, N.A. Goryachev. Gold and rare-metal deposits of Northeast Russia 94

Metallogeny

- V.G. Khomich, A.S. Vakh, V.V. Ivanov, A.V. Zinkov, I.I. Fatyanov, G.R. Sayadyan, G.B. Molchanova, Liu Liandeng, Liu Yunliang, Wu Gouxue, Zhu Yongzheng.* Precious metal mineralization of contiguous territories of Russia's Far East and Northeast China 104
G.V. Roganov. Ore potential of the Imangakitsky and Kuranakhsky anorthosite massifs (the Aldan-Stanovik shield) 113

Cronicles

- N.A. Shilo, N.G. Patyk-Kara, E.M. Kamshilina.* XI International meeting on geology of placers and deposits of crust of weathering 126

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ И ГЛАВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЛЕГЕНДЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ, ЮГА РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА, КОРЕИ И ЯПОНИИ

Л.М.Парфенов*, У.Дж.Ноклеберг**, А.И.Ханчук***

*Институт геологических наук СО РАН, Академия наук Республики Саха (Якутия), г. Якутск;

**Геологическая служба США, г. Менло Парк;

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

В рамках международного научного проекта по тектонике, геодинамике и металлогении составляется карта масштаба 1:5000000, охватывающая территории Восточной и Южной Сибири, Монголии, северо-востока Китая, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии. В статье обсуждаются принципы и содержание террейнового анализа, лежащего в основе карты, приводятся определения ключевых понятий: кратон, террейн, аккреция, амальгамация, дисперсия и др. Раскрывается содержание показываемых на карте террейнов различного типа, перекрывающих и "сшивающих" их образований, которые классифицируются на основе принципа актуализма. Обсуждается возможность выделения террейнов в раннедокембрийском фундаменте кратонов.

ВВЕДЕНИЕ

В 70-е годы было признано, что офиолиты орогенных поясов представляют собой фрагменты земной коры ранее существовавших, а затем исчезнувших океанов, в пределах орогенных поясов были установлены фрагменты островных дуг, фрагменты континентов и микроконтинентов. На основе концепции тектоники литосферных плит были выполнены глобальные и трансрегиональные палеотектонические реконструкции. Казалось, что новая парадигма позволяет быстро, на основе относительно ограниченных исходных данных разрешить все глобальные проблемы, касающиеся строения и эволюции фанерозойских орогенных поясов и аккреции континентов, и на долю будущих поколений геологов уже ничего не останется [18].

В начале 80-х годов на основе детальных исследований, прежде всего на Аляске и в Кордильерах Северной Америки, было установлено, что фанерозойские орогенные пояса представляют собой коллаж или мозаику ограниченных разломами блоков земной коры, получивших название террейнов [10, 17-19, 20]. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических образований: кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, фрагментами океанической коры (офиолиты), внутриокеанских образований различного типа и

островных дуг. Все эти образования в прошлом находились на расстоянии в сотни и тысячи километров от мест их современного нахождения и, возможно, относительно друг друга и близлежащих кратонов. Аккреция и коллизия континентов, в результате которых формировались орогенные пояса, сопровождались крупными надвиговыми и сдвиговыми перемещениями. При этом происходило расчленение на части единых в прошлом тектонических единиц, их дезинтеграция и совмещение в единой структуре фрагментов разнородных и разнотипных образований. Стало ясным, что палеотектоническим реконструкциям должна предшествовать большая и кропотливая работа по выделению террейнов, установлению их геодинамической природы, корреляции и т.п., которая сейчас определяется как террейновый анализ. Террейновый анализ стал действенным методом регионального тектонического анализа орогенных поясов, который связывает в единое целое геологическое картографирование территории и детальные тематические исследования (структурные, геохимические, палеомагнитные, палеобиогеографические и др.) с региональными и глобальными палеотектоническими реконструкциями на основе тектоники литосферных плит. Металлогенический анализ орогенных поясов в настоящее время ориентируется на результаты террейнового анализа.



Рис. 1. Регионы, охватываемые предыдущим проектом по тектонике и металлогении севера тихоокеанского обрамления и новым проектом по тектонике и металлогении Северной и Центральной Азии, Кореи и Японии.

В 80-е годы были составлены и опубликованы карты террейнов Аляски и Кордильер Северной Америки [21, 22, 30, 32] и ряда других регионов [17]. Карты террейнов выгодно отличаются от сходных с ними геодинамических карт, которые во многом повторяют контуры геологических карт, тем, что на них изображена мозаика главных тектонических единиц орогенных поясов, тектоническое совмещение которых привело к формированию данного орогенного пояса.

Одна из первых карт террейнов территории России была составлена в рамках международного проекта по тектонике и металлогении севера тихоокеанского обрамления [6]. Проект выполнялся в 1990 - 1995 гг. силами геологов ДВО РАН, СО РАН, РАН и Роскомнедра совместно с геологами геологических служб США, Канады и Японии. В результате работ по проекту были составлены карта террейнов севера тихоокеанского обрамления и металлогенические карты региона масштаба 1:5000000, опубликованы описания этих карт [24, 25]. Результаты работ по данному проекту, которые докладывались на многих международных совещаниях, получили широкую известность и высоко оценены как в нашей стране, так и за рубежом. В связи с этим, было принято решение об организации нового подобного международного проекта, который с некоторым перекрытием охватывает территорию, расположенную непосредственно к западу от предыдущего, и является как бы его продолжением (рис. 1). Новый проект, рассчитанный на 5 лет (1997 - 2001 гг.), посвящен тектонике, геодинамике и металлогении Северной и

Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии. Рассматриваемая карта террейнов является частью данного проекта и составляется геологами России, Монголии, Китая, Кореи, Японии и США.

В данной статье предпринята попытка обсудить принципы составления обзорных геодинамических карт на основе террейнового анализа, в связи с разработкой легенды карты названного региона масштаба 1:5000000. Это особенно важно, поскольку в нашей геологической литературе понятия террейн и террейновый анализ иногда понимаются существенно иначе, чем это принято в Северной Америке (например [1]), где эти понятия были впервые сформулированы.

Геодинамическая карта Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии, естественно, основывается на принципах и разработках карты террейнов севера тихоокеанского обрамления [24, 25], а также опубликованных ранее карт террейнов других регионов [21, 22, 30, 32]. Вместе с тем, требуются дополнительные разработки легенд, определяемые, с одной стороны, необходимостью дальнейшего углубления принципов и методов тектонической картографии и, с другой стороны - отличительными особенностями и большим разнообразием тектонических структур, охватываемых новой картой. Карта террейнов севера тихоокеанского обрамления включала только мезозойские и кайнозойские орогенные пояса. Новая карта, наряду с мезозойскими и кайнозойскими орогенными поясами Сихотэ-Алиня, Японии и Северо-

Востока России, включает палеозойские орогенные пояса Центральной Азии, Таймыра, а также целиком Сибирскую платформу и значительную северную часть Северо-Китайской платформы с обширными выходами на поверхность кристаллических образований раннего докембрия. В легенду составляемой карты по сравнению с предыдущей картой требуется внести существенные дополнения, касающиеся изображения чехлов древних и молодых платформ, раннедокембрийских образований кратонов, магматических образований кратонов, гранитоидов и метаморфических пород в пределах разновозрастных орогенных поясов.

НАЗНАЧЕНИЕ КАРТЫ

Рассматриваемая карта масштаба 1:5000000 составляется как основной источник информации по геологии и тектоническим структурам региона для всех специалистов, заинтересованных в получении такой информации, а также в рамках проекта как тектоническая основа для анализа минеральных ресурсов и металлогенеза. Вместе с тем, карта может использоваться и для других самых разных целей, включая региональный тектонический анализ, анализ неотектоники, сейсмичности, современного вулканизма и др. Предполагается, что на основе карты террейнов, на следующем этапе работы будут выполнены палеотектонические реконструкции с изображением древних континентов, их пассивных и активных окраин, древних океанов, островных дуг, микроконтинентов и других внутриоceanских образований.

В рамках нового проекта, наряду с региональными задачами, представляется возможным поставить и решить целый ряд общих, фундаментальных геологических проблем, таких как сравнительный анализ структуры, палеогеодинамики и металлогенеза мезозойско-кайнозойских, палеозойских и позднедокембрийских орогенных поясов в связи с раскрытием и эволюцией Тихого и Палеоазиатского океанов. Самостоятельную большую проблему представляет анализ тектоники и металлогенеза раннедокембрийских образований в пределах щитов древних платформ и определение особенностей металлогенеза и формирования земной коры в раннем докембрии. Новый проект включает также рассмотрение таких проблем, как происхождение и эволюция главных осадочных бассейнов в пределах древних платформ и разновозрастных орогенных поясов по периферии Тихого и Северного Ледовитого океанов, природа платформенного магматизма и рудообразования.

СОДЕРЖАНИЕ ТЕРРЕЙНОВОГО АНАЛИЗА

В процессе террейнового анализа решаются следующие задачи:

1) выделение террейнов; выделение образований, перекрывающих террейны (осадочные и осадочно-вулканогенные) и "сшивающих" террейны (магматические и метаморфические);

2) определение и типизация (надвиг, сдвиг, сброс) границ террейнов;

3) типизация террейнов, перекрывающих и "сшивающих" их образований на актуалистической основе (выделение среди них островодужных образований, комплексов аккреционного клина, активных и пассивных континентальных окраин, фрагментов океанической коры и т.п., магматических образований, связанных с процессами рифтогенеза, коллизии, субдукции и др.);

4) выделение и типизация постаккреционных разломов, возникших после причленения террейнов к кратону и приводящих к разрушению, дисперсии террейнов;

5) анализ палеобиогеографических и палеомагнитных данных, необходимых для суждения о происхождении террейнов.

КЛЮЧЕВЫЕ ПОНЯТИЯ ТЕРРЕЙНОВОГО АНАЛИЗА

Ключевыми понятиями террейнового анализа являются: кратон, тектоно-стратиграфический террейн (для краткости просто террейн), аккреция, амальгамация, дисперсия, перекрывающие и "сшивающие" образования.

Кратон (англ. craton) - сформированный в докембрии крупный (несколько миллионов км²) жесткий участок земной коры континентов (например, Северо-Азиатский, Сино-Корейский, Северо-Американский кратоны). Термин кратон ранее обычно рассматривался как синоним термина древняя платформа. Последующие исследования показали, что докембрийский кристаллический фундамент древних платформ протягивается и под внешние зоны смежных орогенов. Эти зоны, получившие название складчато-надвиговых поясов, сформированы на опущенных окраинах кратона и должны включаться в его состав наряду с древней платформой, представляющей центральную большую часть кратона. Именно в таком понимании был выделен Северо-Азиатский кратон [2], который включает Сибирскую платформу и расположенные по её периферии разновозрастные складчато-надвиговые пояса: Верхоянский, Байкало-Патомский, Енисейского кряжа и Южного Таймыра. Эти внешние зоны орогенных поясов отделяются от платформы фронтальными надвигами или фронтальными моноклиналями, а характер деформаций в их пределах определяется надвигами, в том числе региональными тектоническими срывами, которые отслаивают осадочные толщи от кристаллического

фундамента, а также крупными складками. В палеотектоническом отношении их называют миогеклиналями (англ. miogeocline) [12] - ископаемыми аналогами современных пассивных континентальных окраин. Они образованы мощными (10-15 км) клиньями осадочных горных пород, которые утолщаются по мере удаления от платформы.

Кратон вместе с расположенным на его окраинах миогеклиналями в палеотектоническом отношении соответствует континенту, который со временем увеличивается в размерах в результате причленения к нему (аккреции) террейнов различного типа.

Тектоно-стратиграфический террейн (англ. tectono-stratigraphic terrane) - ограниченный разломами блок земной коры, достаточно крупный, чтобы быть показанным на карте масштаба 1:5000000, который по своей геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов). Совокупность террейнов, находящихся в сложных структурных соотношениях друг с другом, слагает все пространство орогенного пояса за пределами кратона.

Выделение террейна основывается не на представлении о его возможных больших горизонтальных перемещениях, а на анализе стратиграфических, палеонтологических и структурных данных, анализе магматизма и метаморфизма, указывающих на его принципиальное отличие в своем геологическом развитии от смежных террейнов [10,18-20].

Термин тектоно-стратиграфический террейн означает, что каждый террейн, выделяемый в фанерозойских орогенных поясах, характеризуется, прежде всего, стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в определенной геодинамической обстановке (геодинамических комплексов), а также особенностями и временем проявления процессов деформации, метаморфизма и магматизма. В строении террейна могут принимать участие один или несколько геодинамических комплексов. В объяснительной записке к карте террейнов севера тихоокеанского обрамления [24] каждый террейн иллюстрируется тектоностратиграфической колонкой, в которой показаны последовательность геодинамических комплексов, главные стратиграфические перерывы и несогласия, характер палеонтологических остатков (макрофауна, микрофауна или флора), данные изотопного геохронологического датирования, время проявления деформационных, метаморфических и магматических событий.

Во многих орогенных поясах установлено, что некоторые террейны прошли путь в тысячи километров до их причленения к континенту и были принесены на "спине" океанской литосферы, которая субдуцировала под окраину континента или

островную дугу. Такие террейны получили название **экзотических** (англ. exotic terrane). Экзотически явленияются многие террейны Корякского нагорья и Сихотэ-Алиня, которые содержат остатки поздне-палеозойской и раннемезозойской тетической фауны. В принципе все выделенные террейны должны быть проверены на основе палеомагнитных и палеобиогеографических данных на их "экзотичность" в данном районе, поэтому их называют иногда **подозрительными террейнами** (англ. suspect terrane) [18].

Террейны представляют собой фрагменты более крупных тектонических единиц, дезинтегрированных в процессе аккреции. Различаются террейны кратонные, миогеклинальные (пассивных континентальных окраин), окраинно-континентальной магматической дуги (активных континентальных окраин), островодужные, аккреционного клина, океанические и др., которые представляют собой фрагменты соответствующих тектонических образований. Многие террейны включают геологические образования разной геодинамической природы, т.е. несколько разных геодинамических комплексов, например окраинно-континентальные или рифтогенные вулканиты на раннекембрийском кристаллическом фундаменте. В этом случае природа террейна определяется по верхнему геодинамическому комплексу.

На карте террейнов севера тихоокеанского обрамления [24, 25] в пределах мезозойских орогенных поясов Северо-Востока России выделено около 20 террейнов. Каждый террейн имеет собственное название и на карте обозначается двумя или тремя буквами латинского алфавита. Размер террейнов варьирует от нескольких километров до 350 км в поперечнике. Минимальными по размерам являются пластины офиолитов, представляющие собой фрагменты океанической коры. Большинство же террейнов являются весьма крупными (десятки и до нескольких сотен километров в поперечнике). Форма террейнов самая разная. Выделяются изометрические в плане, угловатые террейны, например, Охотский (300x350 км) и Омолонский (250x350 км) кратонные террейны, узкие (в несколько десятков километров) линейные террейны, протягивающиеся на многие сотни километров, например, Южно-Анюйский террейн аккреционного клина, Кони-Мургальский островодужный террейн, Омулевский миогеклинальный (пассивной континентальной окраины) террейн, и террейны другой формы.

Террейны могут подразделяться на **субтеррейны** (англ. subterrane), которые определяются как ограниченные разломами части террейнов со сходной, но не идентичной геологической историей [24].

При анализе орогенных поясов с позиций тектоники плит широкое распространение получил

термин шовная зона, или сутура (англ. suture, suture zone), который определяется как тектоническое выражение зоны коллизии (столкновения) [18]. Шовная зона обычно содержит офиолиты и (или) метаморфические породы высоких давлений. Офиолиты и метаморфические породы высоких давлений с глаукофаном и лавсонитом на карте террейнов севера тихоокеанского обрамления входят в состав террейнов аккреционного клина. Многие из этих террейнов, имеющие лентовидную в плане форму, описаны в литературе как шовные зоны, например террейн Ангаючам на Аляске, Южно-Анюйский террейн на Чукотке или Тукуингра-Джагдинский террейн в Монголо-Охотском поясе. В связи с этим не возникает необходимости выделения шовных зон как самостоятельных тектонических единиц. Многие террейны в прошлом были разделены обширными пространствами с океанической корой. Офиолиты, их фрагменты и метаморфические породы высоких давлений тяготеют к границам многих террейнов, но, вместе с тем, их наличие не является необходимым условием при определении границ террейнов. Границами террейнов являются крупные надвиги, сдвиги и реже сбросы, характерны зоны тектонического меланжа.

Высказываемые некоторыми авторами критические замечания относительно понятия террейн [27, 28], как представляется, не имеют под собой серьезных оснований. Дж.Шенгёр опасается, что понятие террейна может быть сведено до тектонического покрова или даже более мелких тектонических образований. Действительно, трудно определить предельные размеры террейна. При выделении террейна следует руководствоваться конечной задачей исследования, которая заключается в проведении глобальных и региональных палеотектонических реконструкций на основе карты террейнов. Это реконструкции орогенного пояса в целом, такого как Кордильеры Северной Америки, или ряда орогенных поясов, например Северо-Востока России. В этом случае выделение слишком мелких террейнов не имеет смысла. Следует обратить внимание, что в своих работах, посвященных тектонической эволюции Азии, Дж.Шенгёр приводит “генерализованную тектоническую карту”, на которой показано современное размещение “тектонических единиц первого порядка” (рис. 2 в [29]). Последующие палеотектонические реконструкции основываются на этих тектонических единицах первого порядка, из них реконструируются островные дуги, микроконтиненты и т.п. Легко заметить, что эти тектонические единицы первого порядка и террейны в принципе - одно и то же.

Аkkреция (англ. accretion) - тектоническое приключение террейна или террейнов к кратону (континенту). Аkkреция является кардинальным со-

бытием в тектонической эволюции террейна и окраины кратона. Геологические образования, сформированные до аккреции, определяются как **доаккреционные** (англ. preaccretion assemblages), а сформированные после аккреции - как **постаккреционные** (англ. postaccretion assemblages). Аkkреция террейнов может происходить в процессе субдукции, например столкновение островной дуги с пассивной или активной континентальной окраиной, может явиться результатом обдукции океанической коры на окраину континента или крупных сдвиговых перемещений параллельно окраине континента.

Амальгамация (англ. amalgamation) - тектоническое объединение двух или более террейнов в единую более крупную тектоническую единицу до их причленения к кратону. В результате амальгамации возникают **супертеррейн** (англ. superterrane) и **составной террейн** (англ. composite terrane). Составной террейн объединяет террейны одинаковой природы, например, два или более островодужных террейна. Супертеррейн включает террейны различной природы, например, островодужные, пассивной континентальной окраины, океанические и др. Так, Колымо-Омолонский супертеррейн мезозойд Северо-Востока России включает Омолонский кратонный террейн, Омулевский и Приколымский миогеоклинальные (пассивной континентальной окраины) террейны, Алазейский, Хетачанский и Олайский островодужные террейны, Мунилканский океанический террейн и др. Как единое целое Колымо-Омолонский супертеррейн возник в конце средней юры. Верхнеюрские отложения залегают с угловым несогласием на образованиях самого разного возраста, плащеобразно перекрывая входящие в его состав террейны. Согласно палеомагнитным данным, в начале поздней юры супертеррейн находился на расстоянии 1500 - 2000 км от Северо-Азиатского кратона. Он причленился к кратону лишь в самом конце поздней юры - начале мела с формированием коллизионных гранитов, которые Ar-Ag методом датированы в 140-130 млн лет.

В террейновом анализе, кроме терминов аккреция и амальгамация, используются также термины **коллизия** (англ. collision), **стыковка** или **швартовка** (англ. docking). Термин коллизия в англоязычной геологической литературе обычно используется в его прямом смысле как столкновение. Видимо этим объясняется отсутствие термина коллизия в фундаментальном английском геологическом словаре [8]. Говорят о коллизии, т.е. столкновении террейнов друг с другом или кратоном, о коллизии континентов, островных дуг и др. Термином стыковка (швартовка) обозначается причленение террейна к кратону (континенту) [31], т.е. он является синонимом термина аккреция.

Дисперсия (англ. dispersion) - тектоническое разрушение, расчленение на фрагменты ранее аккремированных или амальгамированных террейнов. Дисперсия террейнов может осуществляться тремя различными способами [18]: 1) путем трансляции, перемещений фрагментов террейна по крупным сдвигам на расстояния в сотни и первые тысячи километров; 2) путем рифтогенеза, в результате которого фрагменты ранее единых террейнов или террейна расходятся друг относительно друга; величина таких смещений может быть очень большой, если рифтогенез перерастает в открытие нового океана; 3) путем расчленения террейна глубинными надвигами на серию пластин с выдвижением к поверхности нижних горизонтов земной коры или даже верхней мантии. Ярким примером дисперсии террейна в результате проявления сдвиговой тектоники является террейн Врангеля в Кордильерах Северной Америки, который был аккремирован к континенту в середине мелового периода, а в конце мела и кайнозое в результате крупномасштабных перемещений по сдвигам параллельно окраине континента был расчленен на фрагменты, рассеянные на расстоянии в 24° по широте. Другой пример - разлом Сан-Андреас в Калифорнии, по которому дисперсия террейнов на окраине континента происходит в последние несколько миллионов лет и продолжается сейчас [11]. Подобные примеры известны и на востоке Азии (разлом Танлу в Китае и Центрально-Сихотэалинский разлом, латеральные перемещения по которым составляют сотни километров). Авековский террейн в мезозоядах Северо-Востока Азии, сложенный раннедокембрийскими метаморфическими породами, может служить примером террейна, разобщенного в позднем палеозое с Омолонским террейном сходного строения в результате рифтогенеза, следы которого имеются в разделяющей их так называемой Гижигинской складчатой зоне [4]. Примеры глубинных надвигов известны в Южных Альпах и провинции Гренвилл Канадского щита [18].

Части террейна, рассеянные в результате дисперсии, предлагаются выделять как **фрагменты террейна** (англ. terrane fragments).

Перекрывающие и “сшивающие” образования (англ. overlap and stitch assemblages) формируются после аккремции или амальгамации террейнов и позволяют определить максимальный предел возраста этих процессов. Перекрывающие образования представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, которые накапливались после амальгамации или аккремции террейнов и стратиграфически перекрывают два или более смежных террейна или террейны и окраину кратона. К перекрывающим образованиям относятся чехлы древних и молодых платформ, молассы краевых и

межгорных прогибов и др. “Сшивающие” образования представлены поясами плутонических пород или роями даек и метаморфическими поясами различной геодинамической природы, которые как бы прошивают или пронизывают смежные террейны и окраину кратона. Эти образования могут быть связаны с аккремцией и амальгамацией террейнов, процессами рифтогенеза, субдукции и др. Плутонические породы могут быть генетически связаны с перекрывающими террейны вулканическими породами. Примером образований такого типа являются гранитоиды мелового Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса. Перекрывающие и “сшивающие” образования, как и террейны, классифицируются на основе принципа актуализма.

Ключевые понятия террейнового анализа схематически проиллюстрированы на рис. 2, где показан орогенный пояс, образованный террейнами 1, 2, 3 и 4, который расположен между двумя кратонами А и Б (рис. 2-А), и приведена тектоно-стратиграфическая диаграмма (рис. 2-Б), на которой показан возрастной объем толщ, слагающих террейны, и возраст постамальгационных и постаккреционных перекрывающих и “сшивающих” образований. Плутон и раннеюрского возраста интрудирует террейны 3 и 4, начиная с этого времени они образуют одну тектоническую единицу - супертеррейн I, который был аккремирован к кратону Б в средней юре, что определяется возрастом нижних горизонтов перекрывающих их образований б. Из диаграммы также следует, что террейны 1 и 2 были амальгамированы в супертеррейн II в поздней юре, а в начале мелового периода супертеррейн II был аккремирован к кратону Б. Формирование орогенного пояса завершилось лишь в кайнозое путем столкновения (коллизии) кратонов А и Б. В меловое время после аккремции супертеррейна II к кратону Б имела место дисперсия террейнов 2 и 4, обусловленная смещением по сдвигу.

ТЕРРЕЙНЫ В РАННЕДОКЕМБРИЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ КРАТОНОВ

Раннедокембрийские структуры фундамента кратонов, обнажающиеся в пределах щитов, представляют собой мозаику блоков размером в сотни километров в попечнике, которые разделяются и обрамляются линейными поясами складчатых и в различной степени метаморфизованных (до гранулитовой фации) пород. На Канадском щите они описывались как провинции, субпровинции, орогенные и гранулитовые пояса, в Африке и Австралии - как кратоны, сложенные гранит-зеленокаменными образованиями, и мобильные пояса, сложенные породами, метаморфизованными в гранулитовой и амфибо-

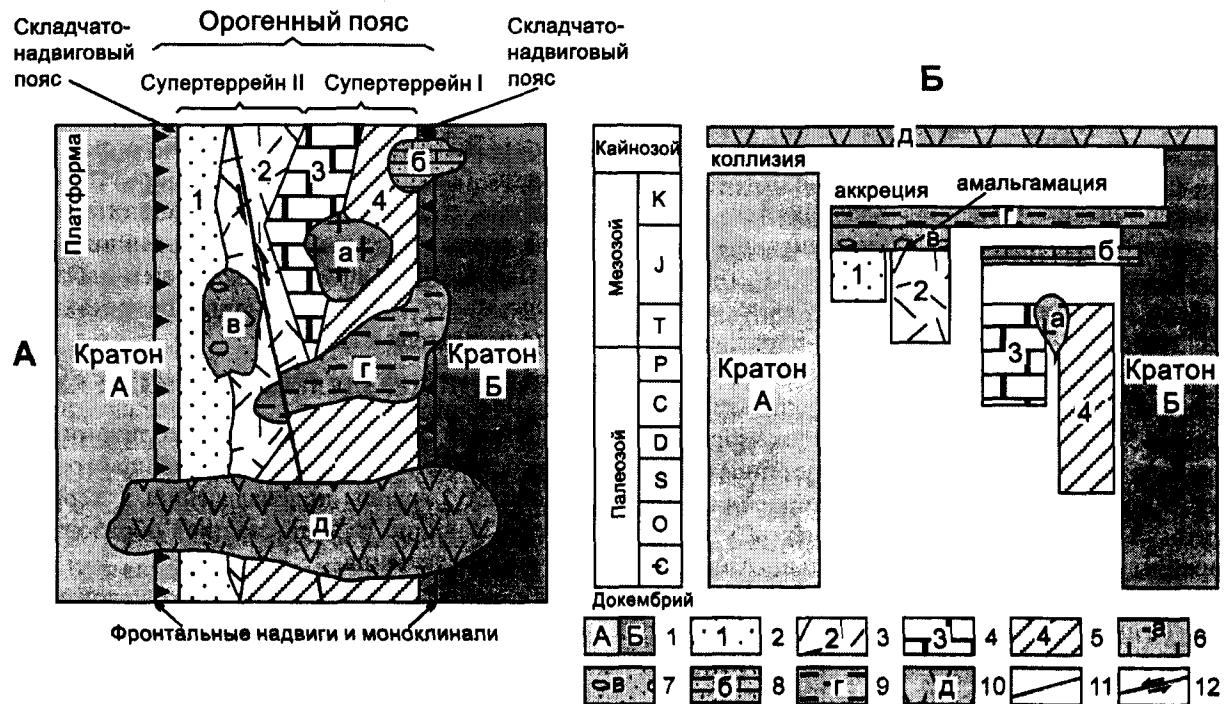


Рис. 2. Ключевые понятия террейнового анализа (по [31] с изменениями и дополнениями).

1 - кратоны А и Б; 2, 3, 4, 5 - терреины различного происхождения 1, 2, 3 и 4; 6, 7 - постамальгамационные "сшивающие" (а) и перекрывающие (в) образования; 8, 9, 10 - постакреционные перекрывающие образования (б, г и д); 11 - разломы, ограничивающие терреины; 12 - постакреционный разлом.

литовой фациях, на Алданском щите - как складчатые области, системы и зоны. В последние годы термин террейн все шире используется при описании этих крупных раннедокембрийских тектонических единиц или более мелких единиц внутри них [13-16, 18, 23, 26].

Применение термина "террейн" к этим раннедокембрийским тектоническим единицам, которые ограничены разломами и различаются по своим геологическим характеристикам и, следовательно, по истории геологического развития, представляется правомерным. Если отвлечься от глубокого метаморфизма горных пород, то легко заметить, что общий мозаичный узор раннедокембрийской структуры во многом сходен со структурами некоторых фанерозойских орогенных поясов, в частности, так называемого "мозаично-блочного" строения, таких как палеозойские структуры Центрального Казахстана или мезозоиды Северо-Востока России. На первый взгляд может показаться, что и модели плитной тектоники приложимы к интерпретации структур раннего докембрая кратонов, если мы сможем на основе геохимических и других данных восстановливать первичный состав глубоко метаморфизованных горных пород. Однако однозначно восстановить первичный состав метаморфических пород далеко не всегда представляется возможным и, главное, до сих пор остается

неясным, "работала" ли плитная тектоника в раннем докембре, а если "работала", то насколько она отличалась от плитной тектоники фанерозоя. Кевин Бёрк - бывший главный редактор журнала "Tectonics" в предисловии к книге "Зеленокаменные пояса", представляющей фундаментальный обзор современных знаний об архейских структурах Мира, пишет: "Плитная тектоника - основное свойство современной Земли, и было бы интересно знать, была ли Земля столь отличной в архее от современной, что плитная тектоника отсутствовала. К сожалению, на этот вопрос нет ответа" [9].

В структурах раннего докембрая кратонов при составлении рассматриваемой в статье карты предлагается выделять терреины, определяемые как и терреины фанерозойских орогенных поясов, т.е. как ограниченные разломами крупные (десятки и первые сотни километров в поперечнике) тектонические единицы, различающиеся по истории своего геологического развития. Раннедокембрийские терреины, в отличие от фанерозойских, типизируются на основе их современного вещественного состава. В отличие от терреинов фанерозойских орогенных поясов, раннедокембрийские образования в большинстве случаев, в связи с глубоким метаморфизмом, не могут быть охарактеризованы как стратиграфические последовательности. При характеристике раннедокембрийс-

ких террейнов на первое место выступают тип и набор слагающих их метаморфических и магматических пород, возраст протолита, возраст и тип главного и наложенного метаморфизма, возраст магматических проявлений и т.п.

В пределах Алдано-Станового щита среди раннедокембрийских террейнов различаются: гранит-зеленокаменные террейны (Олекминский и Батомгский), чарнокит-гранитогнейсовый Нимнырский террейн, кварцит-парагнейсовый Сеймско-Сутамский террейн, кварцит-карбонат-парагнейсовый Тимптоно-Учурский террейн, тоналит-трондьемитовый Тындинский террейн, амфиболит-диоритогнейсовый Чогарский террейн. Раннедокембрийские террейны, как и в фанерозойских орогенных поясах, могут объединяться в составной террейн и супертеррейн. Так, Нимнырский и Сеймско-Сутамский террейны объединяются в Центрально-Алданский супертеррейн. Возраст разделяющего эти два терреяна Сеймского надвига определяется в 2,3 млрд лет, что существенно древнее времени аккреции супертеррейна к расположенному западнее Олекминскому террейну (1,85 млрд лет) и времени аккреции расположенного восточнее Тимптоно-Учурского терреяна (1,75 млрд лет) [7]. Согласно представлениям, которые развиваются в настоящее время А.П.-Смеловым, Центрально-Алданский супертеррейн отделяется от смежных с ним на западе, юге и востоке террейнов широкими (до 100 км) зонами тектонического меланжа, соответственно Амгинской, Каларской и Тыркандинской. В пределах этих зон тектонически совмещены пластины, сложенные породами смежных террейнов, а также породами нижних горизонтов земной коры, представленные гранулитами повышенных давлений и аортозитами. На Анабарском щите подобные зоны меланжа шириной до нескольких десятков километров, которые разделяют блоки (терреяны), сложенные гранулитами различного состава, описаны как глубоко эродированные зоны разломов [3].

Если допустить существование плитной тектоники в раннем докембрии, в той или иной степени сходной с современной, то можно попытаться наметить возможные фанерозойские аналоги геодинамическим обстановкам формирования раннедокембрийских террейнов. Так, гранит-зеленокаменным терреяном, возможно, могут отвечать островодужная и океаническая обстановки, тоналит-трондьемитовым терреяном - корневые зоны островной или окраинно-континентальной магматической дуги, чарнокит-гранитогнейсовым терреяном - корневая зона орогенного пояса, кварцит-парагнейсовым и кварцит-карбонат-парагнейсовым терреяном - миогеоклиналь (пассивная континентальная окраина), преддуговой или задуговой прогибы островных дуг, амфиболит-диоритогнейсовым терреяном - са-

мые нижние горизонты земной коры орогенного пояса. Приведенные сопоставления, конечно, весьма приблизительны, и многие специалисты по раннему докембрию с ними не согласятся и предложат другие варианты. Поэтому при составлении рассматриваемой карты было принято решение при типизации раннедокембрийских террейнов ограничиться обобщенной характеристикой их вещественного состава, а выводы об их природе, которые в настоящее время не могут быть однозначными, оставить на волю пользователя карты.

ГЛАВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЛЕГЕНДЫ КАРТЫ

Легенда рассматриваемой геодинамической карты, составляемой на основе террейнового анализа, включает 3 группы подразделений: 1) терреяны, 2) перекрывающие и "сшивающие" образования и 3) прочие обозначения.

Терреяны фанерозойских и позднедокембрийских орогенных поясов подразделяются на ряд типов. Ниже приводится краткая их характеристика.

Кратонный террейн (англ. cratonal terrane) - фрагмент кратона, образованный раннедокембрийскими кристаллическими породами; может иметь маломощный позднедокембрийский и (или) фанерозойский чехол (например Гарганский террейн Восточного Саяна, Муйский террейн в Забайкалье [5]).

Миогеоклинальный террейн (англ. miogeoclinal terrane) - фрагмент миогеоклинали (пассивной континентальной окраины), образованный мощными мелководными (шельфовыми) осадочными толщами, которые сформированы на утоненной континентальной коре (например Омулевский и Чукотский терреяны на Северо-Востоке России [6]).

Террейн континентальной окраины (англ. continental margin terrane) - фрагмент континентального склона и его подножия, образованный дистальными турбидитами и гемипелагическими осадками, которые сформированы на утоненной континентальной или океанической коре (например Кулар-Нерский, Рассохинский и Западно-Камчатский терреяны на Северо-Востоке России [6]).

Террейн окраинно-континентальной магматической дуги (англ. continental margin arc terrane) - фрагмент окраинно-континентальной магматической дуги андского типа, включающий известково-щелочные вулканические и (или) плутонические образования, залегающие несогласно на подстилающих складчатых толщах или интрутирующие их; может включать также образования преддугового прогиба, представленные мощными (километры) глубоководными, мелководными и континентальными отложениями, сформированными перед фронтом магматической дуги (например Сергеевский и Кабаргинский терреяны Сихотэ-Алиня [24]).

Островодужный террейн (англ. island arc terrane) - фрагмент островной вулканической дуги и, возможно, смежного с ней преддугового прогиба, образованный островодужными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами; могут присутствовать офиолиты различного типа (например Алазейский и Хетачанский террейны на Северо-Востоке России, Ирунейский и Олюторско-Камчатский террейны на Камчатке [6, 24], Еравнинский и Джидинский террейны в Забайкалье [5]).

Океанический террейн (англ. oceanic terrane) - фрагмент океанической коры, обдуцированный на континентальную кору; образован офиолитами типа MOR, может включать также фрагменты подводных вулканических островов, гайотов и т.п. (например Мунилканский и Эконайский террейны на Северо-Востоке России [6]).

Террейн аккреционного клина типа А (англ. accretionary wedge terrane A) - фрагмент аккреционного клина окраинно-континентальной или островной магматической дуги, сложенный преимущественно турбидитами с небольшим количеством океанических пород, которые могут и отсутствовать (например террейн Принца Вильяма на Аляске [24]).

Террейн аккреционного клина типа Б (англ. accretionary wedge terrane B) - фрагмент аккреционного клина окраинно-континентальной или островной магматической дуги, сложенный преимущественно океаническими породами при подчиненном распространении турбидитов (например Южно-Анюйский террейн на Северо-Востоке России, Самаркинский террейн Сихотэ-Алиня [24]).

Флишевый террейн (англ. flysch terrane), или **террейн турбидитового бассейна** (англ. turbidite basin terrane) - террейн, сложенный мощными толщами флиша (турбидитов), которые могут иметь различное, окончательно еще не выясненное, происхождение; эти толщи могут представлять собой накопления континентального склона и его подножия, преддугового или тылового прогибов вулканической островной дуги или выполнение узких трогов перед фронтом продвигающихся тектонических покровов (например Березовский террейн на Северо-Востоке России [6], Журавлевско-Тумнинский террейн Сихотэ-Алиня [24], Баргузинский террейн в Забайкалье [5]).

Рифтовый террейн (англ. rift terrane) - фрагмент рифтовой зоны, образованный осадочными и магматическими породами с характерными признаками формирования в условиях внутриконтинентального рифтогенеза. Террейны такого типа на карте террейнов севера тихоокеанского обрамления не выделялись, но, возможно, будут обнаружены

при более тщательном анализе при составлении новой карты.

Террейны, слагающие раннедокембрийский кристаллический фундамент кратонов, типизируются на основе обобщенной характеристики их современного вещественного состава. Среди них различаются гранит-зеленокаменные, чарнокит-границетогнейсовые, кварцит-парагнейсовые, эндербит-гнейсовые и другие подобного типа террейны, перечень которых будет уточняться в процессе составления карты.

Террейны на карте показаны цветом, который определяет тип (природу) террейна вне зависимости от возраста слагающих его пород. Желательно продумать возможность отражения возраста слагающих террейны геодинамических комплексов. На карте, составленной по предыдущему проекту [24, 25], возраст не был показан. Естественно, значительная часть информации утрачивалась.

Среди перекрывающих и “сшивающих” образований различаются следующие типы:

1) комплексы окраинно-континентальных и островных магматических дуг (неразделенные), среди которых различными знаками показываются вулкано-плутонические пояса, образования задуговых и преддуговых прогибов и аккреционных клиньев (примером их являются меловые Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэалинский пояса, в пределах которых показываются гранитоиды и вулканиты, самостоятельными знаками изображаются спряженные с поясами соответственно Пенжинский и Западно-Сахалинский преддуговые прогибы; другой пример - современная Курило-Камчатская вулканическая дуга, с которой сопряжены Южно-Охотский задуговой прогиб, образования преддуговых прогибов, аккреционного клина и глубоководного желоба на притихоокеанской стороне дуги; Курило-Камчатская дуга является островной только в пределах Курильских островов и по простианию на Камчатке переходит в Восточно-Камчатский вулканический пояс, который резко несогласно перекрывает террейны, ранее аккремированные к окраине Азии;

2) комплексы миогеоклиналей (пассивных континентальных окраин);

3) внутриконтинентальные образования, включающие рифты и авлакогены, платформенные чехлы различного возраста и магматические образования (массивы, трубки и дайки щелочных ультраосновных пород, карбонатитов, габбро, щелочных гранитов, кимберлиты, плато-базальты и др.);

4) образования, связанные с формированием орогенных поясов (молассы краевых, тыловых и межгорных прогибов, пояса коллизионных гранитов и даек, метаморфические пояса различного типа);

5) образования, связанные с крупными трансформными перемещениями блоков земной коры (поля и пояса бимодальных вулканитов, щелочных и субщелочных гранитов, основных и ультраосновных пород, осадочные бассейны растяжения).

На карте цветом отражается возраст перекрывающих и “сшивающих” образований, а их геодинамическая природа показывается крапами. При этом, однотипно изображаются как древние, так и современные образования (современные островные дуги, пассивные континентальные окраины и др.). Перекрывающие и “сшивающие” образования показываются желтыми и светло-коричневыми цветами, резко отличными от ярко-красных, зеленых, фиолетовых, синих цветов, которыми изображаются террейны различного типа. Такой изобразительный прием позволяет, во-первых, легко различать на карте те и другие образования, а во-вторых, позволяет определять время аккреции и амальгамации террейнов.

К прочим обозначениям относятся: стратоизогипсы по подошве платформенных чехлов, границы главных осадочных бассейнов, астроблемы, а также разломы. Среди разломов различаются разломы, ограничивающие террейны, и постаккреционные разломы, которые приводят к дисперсии террейнов. Те и другие подразделяются на надвиги, сдвиги и сбросы. Внемасштабными знаками предполагается показать офиолиты в составе террейнов аккреционного клина и островодужных, находки глаукофансланцевых пород и эклогитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемая карта показывает современное размещение террейнов, перекрывающих и “сшивающих” их образований в пределах кайнозойских, мезозойских, палеозойских и позднедокембрийских орогенных поясов, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами, Северным Ледовитым и Тихим океанами. Террейны этих орогенных поясов, образования, перекрывающие и “сшивающие” террейны, классифицируются однотипно, на основе принципа актуализма и моделей плитной тектоники. Предпринимается попытка выделения террейнов в раннедокембрийском фундаменте кратонов. Эти террейны типизируются на основе обобщенной характеристики слагающих их кристаллических пород. Путем изображения террейнов, перекрывающих и “сшивающих” их образований карта раскрывает главные структуры орогенных поясов и время их формирования, возраст аккреции и постаккреционные и постамальгамационные преобразования.

Карта несет основную информацию для последующего регионального металлогенического анализа, для выяснения связей металлогенических по-

ясов и зон с геодинамическими комплексами различного типа и геодинамическими процессами, приведшими к формированию того или иного орогенного пояса. Карта представляет также необходимую, но недостаточную исходную информацию для палинспастических реконструкций. Для проведения таких реконструкций требуется: 1) составить карту террейнов со снятыми перекрывающими и “сшивающими” образованиями и 2) привлечение палеомагнитных и палеобиогеографических данных.

Предварительная легенда геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии, составляемой на основе террейнового анализа обсуждалась на рабочем совещании участников проекта в г. Иркутске (ноябрь 1997 г.) и была принята в качестве рабочей основы при составлении макетов карты для регионов. Раздел, посвященный проблеме террейнов в раннедокембрийском фундаменте кратонов, написан по результатам обсуждений с А.П.Смеловым, В.Ф.Тимофеевым, А.Н.Зедгенизовым и В.С.Оксманом. Авторы признательны Ч.Б.Борукаеву, М.И.Кузьмину, Л.И.Попеко и А.В.Прокопьеву за конструктивные критические замечания по рукописи статьи в целом, которые, по возможности, были учтены при окончательной ее редакции. В процессе составления макетов и карты в целом, несомненно, будут вноситься изменения и дополнения в легенду. Публикацией данной статьи мы хотим привлечь внимание читателей журнала к нашей коллективной работе и будем признательны за любые критические замечания и предложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Гусев Г.С., Хайн В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири)//Геотектоника. 1995. № 5. С. 68-82.
- Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берzin Н.А., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 74 с.
- Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья//Тихоокеан. геология. 1996. №4. С.3-15.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии//Геотектоника. 1993. № 1. С.68-78.
- Смелов А.П. Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита. Автореф. д-ра. геол.-минер. наук. дисс... Новосибирск, 1996. 24 с.
- Bates R.L. and Jackson J.A. (editors). *Glossary of geology*. Third edition, Alexandria, Virginia, American Geological Institute, 1990. 788 p.
- Burke K. Foreword//*Greenstone Belts*. Oxford, Clarendon

- Press, 1997. P. v-vii.
10. Coney P.J., Jones D.L., and Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 1980. 239. P. 329-333.
 11. Crowell J.C. The recognition of transform terrane dispersion within mobile belts/Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. 1985. P. 51-61.
 12. Dietz R.S. and Holden J.C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time// *Journal of Geology*. 1966. V. 75, no. 5, pt. 1. P. 566-583.
 13. Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P., Bogomolova L.M., Moscovchenko N.I. and Barton J.M., Jr. The Aldan-Stanovik shield/Greenstone Belts. Oxford, Clarendon Press, 1997. P. 710-725.
 14. Dook V.L. Geologic framework of the Aldan-Stanovik shield/The oldest rocks of the Aldan-Stanovik shield, Eastern Siberia, USSR. Leningrad-Mainz, Soviet Committee for IGCP Project 280, 1989. P. 2-3.
 15. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R. and Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia. *Precambrian Research*, 1997 (in press).
 16. Glover J.E. and Ho S.E. (editors). The Archean: terranes, processes and metallogeny. Geology Department and University Extension, The University of Western Australia, 1992. 436 p.
 17. Howell D.G. (ed.). Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. 581 p.
 18. Howell D.G. Tectonics of Suspect Terranes: mountain building and continental growth. London, New York, Chapman and Hall, 1989. 232 p.
 19. Howell D.G., Jones D.L. and Schermer E.R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: principles of terrane analysis//Tectono-stratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. P. 3-31.
 20. Jones D.G., Howell D.G., Coney P.J. and Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America//Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, Terrapub, 1983. P. 21-35.
 21. Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., and Plafker G. Litho-tectonic terrane map of Alaska. U.S. Geological Survey, Map MF-1874-A, scale 1:2500000, 1987.
 22. Monger J.W.H. and Berg H.C. Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska: U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies, Map MF-1874-B, I sheet, scale 1:2500000, 1987, 12 p.
 23. Moscovchenko N.I., Ovchinnikova G.V. and Kastykina V.B. High-pressure granulites of East Siberia in terms of Archean and Proterozoic evolution. *Precambrian Research*. 1993. 62. P. 473-491.
 24. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: U.S. Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets scale 1: 5000000; 2 sheets 1:10000000.
 25. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V. et al. Summary Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. U.S. Geological Survey, Open File Report 96-727, scale 1:10000000, 1997.
 26. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M. and Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment//Archean Crustal Evolution, Elsevier, Amsterdam, 1990. P. 411-459.
 27. Sengor A.M.C. Lithotectonic terranes and the plate tectonic theory of orogeny: a critique of the principles of terrane analysis//Terrane analysis of China and the Pacific Rim. Houston, Texas, Circum-Pacific Council Ener. Miner. Resour., Earth Sci. Ser. 1990. 13. P. 9-44.
 28. Sengor A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: Synopsis of a Tethyan perspective. *Tectonophysics*. 1991. 187. P. 315-344.
 29. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., and Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*. 1993. V. 364. P. 299-307.
 30. Silberling N.J., Jones D.L., Blake M.C. Jr, and Howell D.J. Lithotectonic terrane map of the western conterminous United States. U.S. Geological Survey, Map MF-1874-C, scale 1:25000000. 1987.
 31. Twiss R.J. and Moores E.M. Structural geology. New York, W.H.Freeman and Company. 1992. 532 p.
 32. Wheeler J.O., Brookfield A.J., Gabrielse H., Monger J.W.H., Tipper H.W. and Woodsworth G.J. Terrane map of the Canadian Cordillera. Geological Survey of Canada, Open File Report 1894, scale 1:2000000. 1988. 9 p.

Поступила в редакцию 6 октября 1997 года.

Рекомендована к печати Карсаковым Л.П.

L.M.Parfenov, W.J.Nokleberg, A.I.Khanchuk

Compilation principles and the main units of the legend of the Geodynamic Map of North and Central Asia, Russia's Far East South, Korea and Japan

Within the framework of the International Scientific Project on Tectonics, Geodynamics and Metallogeny, a map at a scale of 1: 5000000 is being compiled covering the territory of East and South Siberia, Mongolia, Northeast China, Russia's Far East South, Korea and Japan. The paper discusses the principles and the content of terrane analysis on which the map is based, and gives definitions of key notions: craton, terrane, accretion, amalgamation, dispersion, etc. The mapped different-type terranes, overlying and "suturing" them assemblages, which are classified on the basis of the principles of actualism, are explained. A possibility is discussed of distinguishing terranes in the cratons' Early Precambrian basement.

РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РАЗДОЛЬНЕНСКОГО МЕЛОВОГО ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАССЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

B. В. Голозубов, Донг-У Ли**, Г. Л. Амельченко****

*Дальневосточный геологический институт ДВО, г. Владивосток

**Национальный университет г. Конджу (республика Корея)

***Государственное геологическое предприятие "Поисково-съёмочная экспедиция", г. Владивосток

Раздольненский бассейн занимает площадь около 3000 кв. км и выполнен сероцветными угленосными отложениями баррем-альба (никанская серия) и пестроцветными отложениями альб-сеномана (коркинская серия). Эти отложения образуют три брахисинклинали ВСВ простирания. Вдоль юго-восточных крыльев этих синклиналей установлена серия надвигов также ВСВ простирания, имеющих пологие падения преимущественно на юго-восток. Антиклинальные поднятия, разделяющие эти синклинали, прослеживаются по выходам на поверхность пород домелового фундамента или полосами неглубокого их залегания. Вдоль западной границы бассейна прослежена зона Западно-Приморского разлома меридионального простирания. Заполнение Раздольненского бассейна происходило, по-видимому, на фоне регионального сжатия, ориентированного в ССЗ-ЮВ направлении. Вблизи Западно-Партизанского разлома, вероятно в связи с этим сжатием, формировалась система надвигов восток-северо-восточного простирания, по которым блоки домелового фундамента надвигались друг на друга. Лежачие бока этих надвигов, опущенные до глубин свыше 2000 м, могут соответствовать участкам накопления преимущественно озерных отложений максимальной мощности. Относительно поднятые фронтальные части надвигов, а также краевые части бассейна представляли собой в это время область размыва или здесь отлагались аллювиально-пролювиальные отложения сокращенной мощности. Север-северо-западная ориентировка направления регионального сжатия, которая установлена для мелового времени как в Сихотэ-Алине, так и на Корейском полуострове и в Восточном Китае, реконструируется и в рамках Раздольненского бассейна, что свидетельствует о единстве динамики развития этих регионов в нижнемеловое время.

ВВЕДЕНИЕ

Раздольненский бассейн расположен на правобережье и в верховьях р. Раздольной; восточное его ограничение находится в черте г. Уссурийска, а юго-восточное - в окрестностях г. Владивостока (рис. 1, 2). Северная, главная часть бассейна имеет изометричную, почти квадратную форму и размеры 45x50 км. Юго-восточным продолжением бассейна являются выходы меловых пород в ядрах нескольких синклиналей на северном побережье Амурского залива. Таким образом протяженность бассейна по меридиану достигает 100 км, а общая площадь бассейна составляет около 3000 км².

Меловые (главным образом нижнемеловые) отложения бассейна большей частью перекрыты чехлом третичных рыхлых терригенных отложений. Кроме того, западная половина бассейна перекрыта потоками плиоценовых платобазальтов. На дневную поверхность угленосная толща выходит только на локальных участках в северо-запад-

ной, северо-восточной и восточной частях бассейна во врезах речных долин.

Фундамент северной части бассейна сложен, главным образом, среднепалеозойскими гранитами, западной - сильно дислоцированными осадочными отложениями нижнего силура и перми, прорваными интрузиями позднепермских гранитоидов. На юге и юго-востоке бассейн подстилается относительно спокойно залегающими отложениями триаса и нижней-средней юры. Вдоль западной границы бассейна прослежена зона Западно-Приморского разлома субмеридионального простирания.

В пределах бассейна известны 6 крупных месторождений каменного угля, которые располагаются в его северной и юго-восточной краевых частях. На этих месторождениях в различные годы проводились геологоразведочные и поисковые работы с бурением скважин и проходкой горных выработок. Центральная часть бассейна была изучена в 1959 году с помощью бурения, которое проводилось с целью оценки перспектив его нефтеноснос-

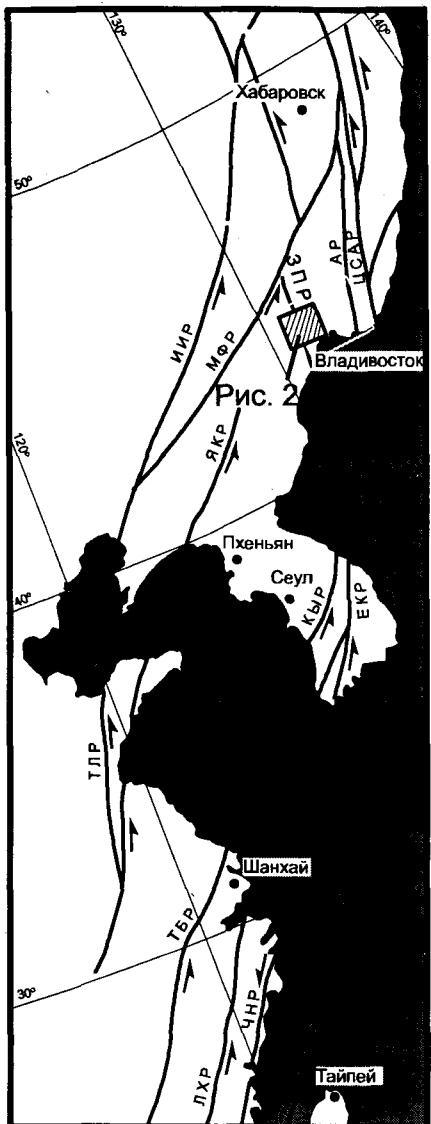


Рис. 1. Главные разломы системы Тан-Лу. По [16], упрощено.

Разломы: ИИР - Илань-Итунский, МФР - Мишань-Фушунгский, АР - Арсеньевский, ЦСАР - Центральный Сихотэ-Алинский, ЗПР - Западно-Приморский, ЯКР - Ялуджин-Квиндзао, ТЛР - Тан-Лу, КЫР - Конджу-Ымсонг, ЕКР - Ёндонг-Кванджу, ТБР - Тиенмушань-Байджишан, ЛХР - Лишуй-Хайфенг, ЧНР - Чангле-Нанао, КТР - Корейско-Тайваньский.

ти. Было пробурено свыше 20 скважин, вскрывших полный разрез угленосной толщи. Часть скважин достигла домелового фундамента. На основе накопленных данных в 60-е годы была разработана схема стратиграфии бассейна, не утратившая своего значения до настоящего времени, дана литолого-фациальная характеристика меловых отложений и выделены главные структурные элементы бассейна - Фадеевско-Липовецкая синклиналь, Корфовско-Галенковское поднятие, Пуциловская и Занадворовская синклинали (см. рис.2) [2, 5, 9]. Минералого-петрографические исследования тер-

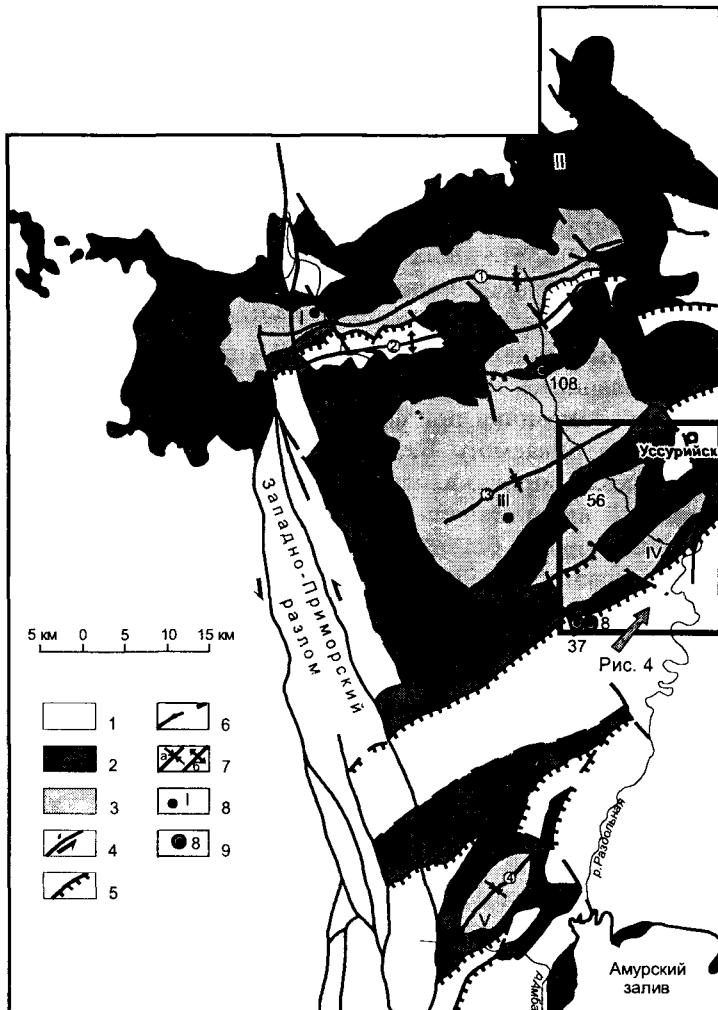


Рис. 2. Карта распространения меловых отложений Раздольненского бассейна.

1 - породы домелового фундамента; 2 - никанская серия; 3 - коркинская серия; 4 - сдвиги и направления перемещения по ним (стрелки); 5 - надвиги; 6 - сбросы; 7 - оси синклиналей (а) и антиклинальных поднятий (б); 1 - Липовецко-Фадеевской синклинали, 2 - Корфовско-Галенковского антиклинального поднятия (вала), 3 - Пуциловской и 4 - Занадворовской синклиналей; 8 - расположение разрезов, приведенных на рис. 3; 9 - расположение скважин колонкового бурения, упоминаемых в тексте.

ригенных пород бассейна были выполнены Е.М. Агеевой [1]. Палеоботанические и палинологические данные свидетельствуют, что почти весь разрез терригенных пород бассейна накапливался в баррем - альбское время; лишь в самой верхней, практически лишенной остатков флоры части разреза допускается существование отложений сеноманского возраста [5, 10].

Происхождение Раздольненского бассейна, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов Приморья, до настоящего времени объясняется вертикальными перемещениями блоков домело-

вого фундамента [2, 7]. Структура бассейна представлялась в виде серии пологих брахиформных складок, в продольном и поперечном направлениях нарушенных крутопадающими разломами, главным образом, сбросами [2, 9]. Однако недавняя переинтерпретация строения бассейна, выполненная Ю.Н.Олейником и Г.Л.Амельченко с учетом результатов буровых скважин последнего 30-летия, показала, что здесь широко развиты надвиги ВСВ простирации, полого падающие на ЮЮВ (рис. 2). Наличие этих надвигов - прямых индикаторов горизонтальных перемещений - противоречит устоявшимся представлениям о доминанте сбросовой тектоники при формировании и эволюции рассматриваемого бассейна. В связи с этим встает также вопрос о влиянии горизонтальных перемещений вдоль Западно-Приморского разлома, ограничивающего бассейн с запада, на процессы как образования впадины бассейна, так и ее заполнения. Этот разлом разделяет Лаоелин-Гродековский террейн позднепалеозойской островной дуги и Вознесенский террейн раннепалеозойской массивной континентальной окраины [7]. Морфология разлома, как и характер перемещений вдоль него, изучены недостаточно, поскольку он почти полностью перекрыт потоками плиоценовых базальтов и рыхлыми кайнозойскими отложениями. На доступных для наблюдения участках, преимущественно севернее Раздольненского бассейна, он представляет собой полосу сближенных разрывов шириной 6-8 км. Разрывы имеют крутое (60-90°) падение преимущественно на восток и сопровождаются зонами милонитизации, рассланцевания и будинажа мощностью от первых метров до первых десятков метров [4]. Между этими разрывами зажаты клиновидные и линзовидные фрагменты различных уровней разреза нижнесилурийских и пермских пород, имеющих крутое (40-80°) падение на восток; нередки опрокинутые залегания. Предполагалось, что по этому разлому происходили надвиговые перемещения [2, 4], однако его прямолинейность и некоторые данные, приведенные ниже в статье, свидетельствуют о том, что, по крайней мере, в нижнемеловое время большое значение имела и левосдвиговая компонента.

На участках пересечения разрывами нижнемеловых отложений также отмечены следы катаклизма и смятия, многочисленные зеркала скольжения, однако в целом изменения пород здесь значительно менее интенсивны. С учетом этих наблюдений, а также того, что северная граница бассейна Западно-Приморским разломом практически не нарушена, можно предполагать, что главная фаза перемещений вдоль этого разлома происходила до начала формирования Раздольненского бассейна.

Западно-Приморский разлом, как и другие разломы такого ранга Приморья, имеющие северо-северо-восточное простиранье (Арсеньевский, Центральный Сихотэ-Алинский и др.) принадлежит, по-видимому, системе окраинно-континентальных левых сдвигов, которую Сюй-Дзяней выделил под названием Танченг-Луджиянг (Тан-Лу) [16]. Главная фаза латеральных перемещений вдоль разломов северо-западной части системы (где и располагается Раздольненский бассейн) приходится на готерив-алт [13]. Если это так, то сдвиговые перемещения вдоль этого разлома должны были каким-то образом влиять на седиментацию в Раздольненском бассейне, происходившую в это же время. В связи с этим представляется необходимым проанализировать строение и развитие Раздольненского бассейна с учетом изложенных выше новых фактов и доводов.

В предлагаемой статьедается краткое описание главных структурных элементов бассейна, а также излагается модель его формирования и последующей эволюции. Эта модель составлена путем сопоставления седиментологических характеристик нижнемеловых отложений с данными о геометрии бассейна и особенностях проявленных в нем дислокаций.

1. СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

В строении бассейна принимают участие терригенные отложения общей мощностью до 1900 м, объединенные в никансскую и коркинскую серии. Нижняя, никанская серия (до 1150 м) представляет собой сероцветную угленосную толщу, расчлененную на уссурийскую, липовецкую и галенковскую свиты (рис. 3) [5]. Нерасчлененная коркинская серия (до 750 м) образована пестроцветными отложениями.

Уссурийская свита мощностью 90-300 м в краевых частях бассейна и в прилегающих к Корфовско-Галенковскому поднятию участках представляет собой крупный ритм, в основании которого - базальная пачка (до 50 м) конгломератов, либо пачка чередования конгломератов, песчаников и алевролитов. Выше залегает пачка чередования песчаников и алевролитов, иногда с маломощными (до 0,5 м) прослоями угля.

По мере удаления от краевых частей бассейна к приосевым частям синклиналей происходит увеличение мощности свиты (рис. 3); в базальной пачке наблюдается постепенное уменьшение содержания грубообломочных пород. В центральной части бассейна есть примеры, когда эта пачка отсутствует и алевролиты залегают непосредственно на породах фундамента.

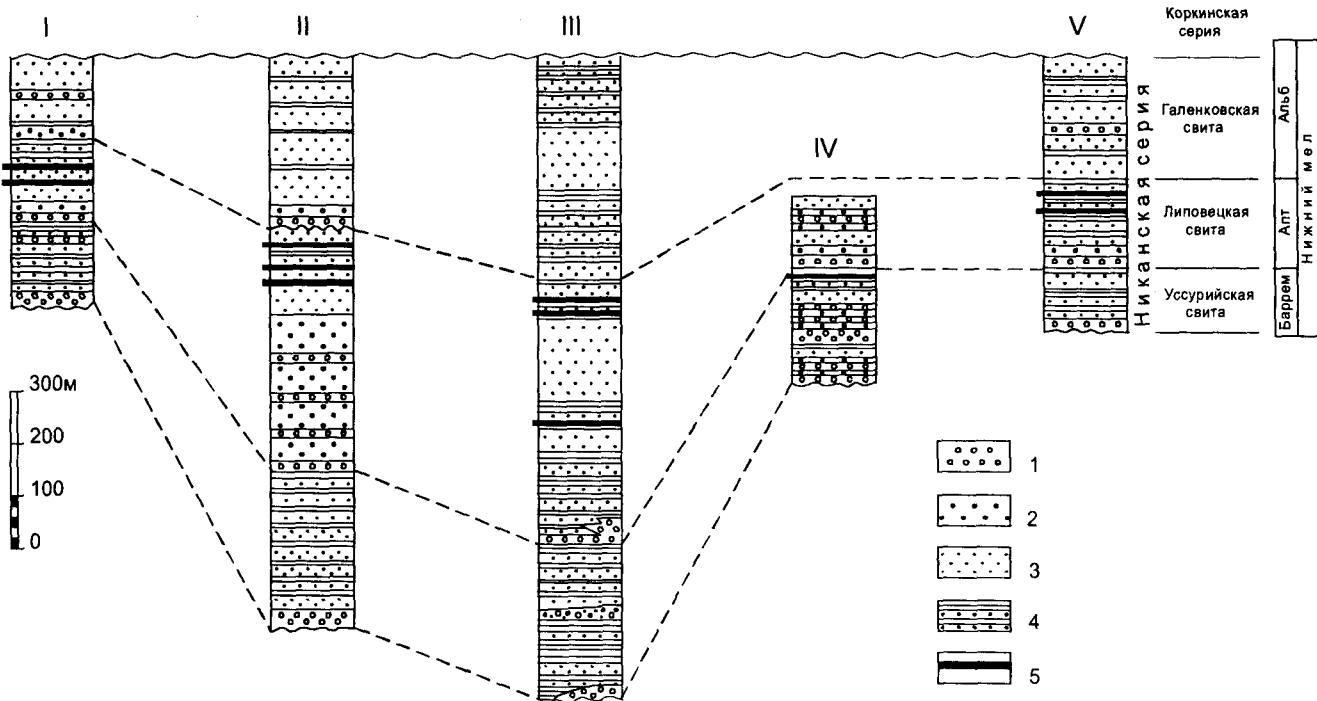


Рис. 3. Стратиграфические колонки никанской серии.

1 - конгломераты, гравелиты, гравелистые песчаники; 2 - песчаники грубо- и крупнозернистые; 3 - песчаники мелко- и среднезернистые; 4 - чередование песчаников и алевролитов; 5 - углистые аргиллиты и угли.

Колонки I, II, IV, V (краевые части бассейна) - по [5]; колонка III (приосевая часть Путиловской синклиналии) - по [9]. Расположение разрезов см. на рис. 2.

Галька конгломератов западной и северо-западной частей бассейна представлена почти нацело гранитами, в составе глинистой фракции цемента конгломератов доминирует каолин, в то время как в восточной части бассейна галька состоит преимущественно из осадочных и эфузивных пород, а глинистая фракция цемента представлена гидрослюдами. Можно предполагать, таким образом, что обломочный материал поступал из двух независимых источников, прилегающих к этим частям бассейна, и практически не перемешивался.

Липовецкая свита мощностью до 500 м также представляет собой крупный ритм. Вблизи северного обрамления бассейна на Липовецком месторождении выделяется нижняя пачка (до 300 м), состоящая из крупнозернистых песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов, перекрытая верхней пачкой (до 150 м) средне- и мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов и с промышленными пластами каменного угля, мощность которых достигает 19 м.

В приосевых частях синклиналей разрез свиты имеет максимальную мощность и характеризуется более тонкообломочным составом пород и ритмичным характером слоистости. Ритмы включают породы от конгломератов и гравелитов до углистых аргиллитов. Мелкие ритмы группируются в

более крупные, мощностью 70-100 м; в разрезе насчитываются до 4 таких ритмов.

Галенковская свита (до 400 м) в краевых частях бассейна сложена преимущественно разнозернистыми (от грубо- до среднезернистых) песчаниками, содержащими, в отличие от пород подстилающих свит, значительную примесь туфового материала. Пирокластический материал поступал с севера, о чем свидетельствует закономерное уменьшение его содержания в песчаниках при перемещении от северного края в южном направлении [1]. Песчаники содержат маломощные прослои гравелитов и конгломератов, галька которых сложена, главным образом, андезитами. Кроме того, в нижней и средней частях разреза свиты установлены прослои алевролитов, углистых аргиллитов и непромышенные пласти углей.

В приосевых частях синклиналей в составе свиты доминируют мелкозернистые песчаники и алевролиты, и бывает трудно провести границу с подстилающей липовецкой свитой - галенковская свита выглядит здесь как завершающий компонент липовецкого ритма.

В керне одной из скважин в 60-70 и 150-160 м от подошвы свиты были обнаружены аммониты плохой сохранности.

Возраст свит определен по остаткам флоры и спорово-пыльцевым комплексам: уссурийская свита-поздний неоком-начало апта, липовецкая - апт и галенковская - альб [5, 6].

В разрезе никанской серии выделяются четыре литолого-фаунистических комплекса: пролювиально-аллювиальный, озерный, озерно-болотный и прибрежно-морской [9]. Краевые части бассейна и участки, прилегающие к Корфовско-Галенковскому поднятию, характеризуются значительным преобладанием пролювиально-аллювиальных и озерно-болотных отложений, в то время как в наиболее погруженных участках резко возрастает роль озерных отложений. Прибрежно-морские отложения выделены на локальных участках в разрезе только галенковской свиты. Предполагается, что седimentация происходила в пределах впадины, в краевых частях которой в условиях предгорной равнины происходило накопление относительно грубообломочного материала, в то время как в центральных частях впадины, главным образом, в озерных условиях происходило осаждение более тонких осадков [8]. Особо отметим, что в пределах Корфовско-Галенковского вала озерные отложения отсутствуют, то есть во время накопления никанской серии этот вал уже существовал в виде устойчиво воздымавшейся морфоструктуры.

Коркинская серия (до 750 м) состоит из двух пачек. Нижняя (до 220 м) представлена песчаниками крупно- и среднезернистыми, часто вулканомиктовыми, содержащими прослои конгломератов, мелкозернистых песчаников и вишнево-красных алевролитов. Верхняя пачка сложена пестроцветными алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками.

В породах нижней части серии обнаружен скудный комплекс флоры, который в целом унаследовал особенности предшествующих альбских флор. Поскольку осталенная часть разреза не охарактеризована органическими остатками, В.А. Красилов допускает, что граница между альбом и сеноманом проходит внутри коркинской серии [4].

2. СКЛАДКИ И НАДВИГИ

В пределах Раздольненского бассейна выделяется ряд валов и синклиналей, оси которых вытянуты в восток-северо-восточном направлении. Валы прослеживаются по выходам фундамента на поверхность или полосами их неглубокого залегания. Они разделяют бассейн на три синклинальные структуры, в осевых частях которых подошва бассейна погружается до глубин свыше 2000 м - Липовецко-Фадеевскую, Пуциловскую и Занадворовскую (см. рис. 2). Во всех синклинальных структурах наблюдается асимметрия - северо-западные

крылья практически не деформированы (углы падения слоев обычно до 5°, редко до 30°), в то время как на юго-восточных крыльях обычны крутые (до опрокинутых) залегания, сопряженные с надвигами (рис. 2, 4).

Один из надвигов в осевой части Корфовско-Галенковского вала пересечен скважиной 108 (см. рис. 2). Под кайнозойскими отложениями на глубинах 117-367 м обнаружены песчаники крупно-среднезернистые темно-серые, содержащие примесь пеплового материала, с прослойями темно-серых алевролитов, которые принадлежат галенковской свите. Падение пород пологое, до 10°. На глубине 367 м вскрыта зона тектонических брекчий, ниже которой до забоя (650,8 м) пересечены пестроцветные породы верхней пачки коркинской серии.

На юго-восточном крыле Пуциловской синклинали установлено несколько надвинутых друг на друга фрагментов бассейна, перекрытых, в свою очередь, породами фундамента (рис. 4). Борисовский надвиг, например, в приустьевой части р. Казачки, пересечен серией скважин. В скважине 56 с глубин 157-258 м из-под третичных отложений подняты породы липовецкой свиты. Далее установлена зона дробления и до глубины 598 м прослежены породы галенковской свиты, подстилаемые вновь липовецкой.

Надвиг, с юго-востока ограничивающий Пуциловскую структуру, вскрыт скважинами 8 и 37. Под третичными отложениями здесь установлен блок верхнетриасовых терригенных пород с остатками монгугайской флоры и с углами падения пород 60-70°. На глубинах 515-528,3 м (скв. 8) вскрыта зона тектонических брекчий, ниже которой в интервале глубин 528,3-537,7 м обнаружены черные аргиллиты с многочисленными зеркалами скольжения, подстилаемые нижнемеловыми отложениями с никанской флорой.

На правобережье р. Раздольной в районе Сальниковских высот на продолжении этого же надвига нижнемеловые породы находятся в опрокинутом залегании с падениями на юго-восток под углом 65° (см. рис. 4).

В окрестностях г. Уссурийска на южных отрогах г. Видной под блоком нижнепалеозойских пород обнаружены нижнемеловые породы Раздольненского бассейна. Сместитель полого (15-20°) падает на север-северо-запад, сопровождается многочисленными субпараллельными разрывами, между которыми в узких блоках распознаются породы триаса, юры, и нижнего мела с крутыми и опрокинутыми залеганиями.

На юго-восточном крыле Занадворовской синклинали на левобережье р. Амбы нижнемеловые породы, падающие на юго-восток под углами 25-

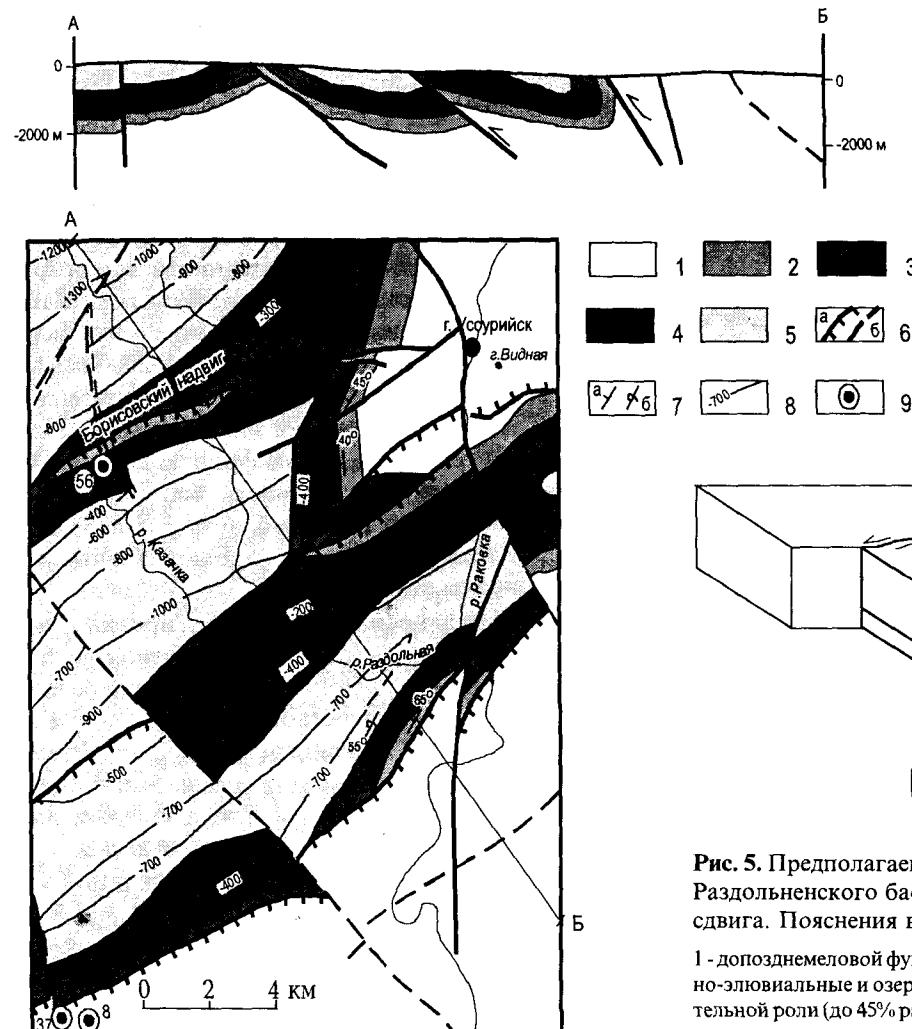
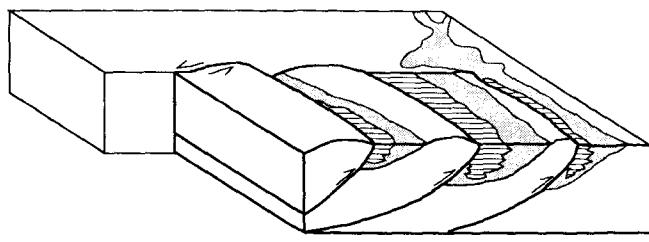


Рис. 4. Надвиги в юго-восточной части Раздольненского бассейна.

1 - породы домелового фундамента; 2-4 никанская серия: 2 - уссурийская, 3 - липовецкая, 4 - галенковская свиты; 5 - коркинская серия; 6 - надвиги (а) и сбросы (б); 7 - нормальное (а) и опрокинутое (б) залегание слоистости; 8 - изогипсы кровли липовецкой свиты; 9 - расположение скважин колонкового бурения, упоминаемых в тексте.



1 2 3

Рис. 5. Предполагаемый механизм формирования надвигов Раздольненского бассейна на окончании активного левого сдвига. Пояснения в тексте. Масштабы не выдержаны.

1 - допозднемеловой фундамент; 2-3 никанская серия: 2 - пролювиально-элювиальные и озерно-болотные отложения, 3 - то же при значительной роли (до 45% разреза) озерных отложений.

80°, перекрыты таким же образом залегающими верхнетриасовыми породами (возраст в обоих случаях подтвержден находками флоры). Слои находятся здесь в опрокинутом залегании с многочисленными субпослойными надвигами.

Описанные выше надвиги восток-северо-восточного простирания не прослеживаются западнее Западно-Приморского разлома, т.е. надвигание фронтальных частей пластин должно было сопровождаться левыми перемещениями вдоль бокового сдвига (рис. 5). Суммарная горизонтальная составляющая надвиговых перемещений в пределах бассейна, подсчитанная на геологических разрезах, оценивается приблизительно в 7-10 км. Соответственно, этой цифрой оценивается минимальная амплитуда леволатеральных постседиментационных перемещений вдоль разлома у южной части бассейна.

3. СБРОСЫ И ВЗБРОСЫ

В пределах бассейна широко распространены крутопадающие разрывы северо-западного (в сред-

нем 330°) простирания, наилучшим образом изученные в северной части бассейна. Эти разрывы (часть их показана на рис. 2) часто имеют извилистые очертания и рассекают бассейн на блоки шириной обычно в пределах 2-6 км. Как показали исследования на угольных месторождениях, эти разрывы являются сбросами и взбросами и характеризуются вертикальными перемещениями с амплитудами в несколько десятков, реже - сотен метров [9].

4. ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

В пределах Раздольненского бассейна установлен, таким образом, комплекс деформаций, которые могли происходить в поле сжатия, ориентированного в направлении север-северо-запад - юг-юго-восток (330-340° - 150-160°, рис. 6). Это направление является поперечным по отношению к структурам сжатия (надвигам и осям синклинальных прогибов) и ориентированным под острым углом относительно Западно-Приморского разлома, контролирующего западную границу бассейна.

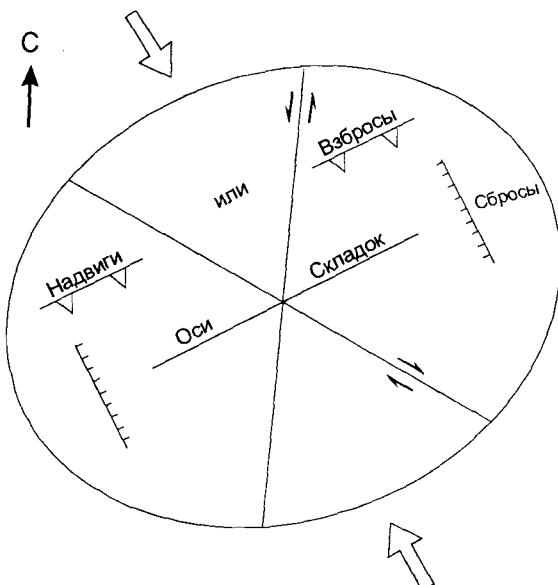


Рис. 6. Геометрические взаимоотношения в плане ориентировок разрывов и складок, являющихся результатом ориентированного в ССЗ направлении регионального сжатия (по [14], адаптировано).

Сбросы и взбросы северо-западного простирания формировались, по-видимому, в связи с растяжениями, ориентированными поперек направления главного сжатия.

Совершенно очевидно, что этот комплекс деформаций характеризует, в первую очередь, завершающую фазу развития Раздольненского бассейна. Однако приблизительно такая же ориентировка оси регионального сжатия, частично реализованного леволатеральными перемещениями по системе разломов Тан-Лу, имела место и ранее, в готерив-аптское время [12], т.е в процессе заполнения этого бассейна. Приведенные выше данные о распределении мощностей и фаций нижнемеловых отложений показывают, что формирование валов и впадин в пределах бассейна происходило также параллельно с внутрибассейновой седиментацией. В частности, для валов и краевых частей бассейна характерны сокращенные мощности разрезов никанская серия, широкое распространение грубообломочных пород аллювиально-пролювиальной группы фаций, в то время как в осевых частях синклиналей разрезы имеют максимальную мощность при значительной роли (до 45%) относительно тонкообломочных отложений озерных фаций и максимальной мощности [9]. Можно предполагать, таким образом, что надвиги во фронтальных частях валов начали свое развитие в процессе седиментации (как это показано на рис. 5), а после заполнения бассейна перемещения вдоль них какое-то время еще продолжались.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заполнение мелового (главным образом, раннемелового) Раздольненского бассейна происходило, по-видимому, на фоне регионального сжатия, ориентированного в ССЗ-ЮЮВ направлении. Вблизи Западно-Приморского разлома, вероятно в связи с этим сжатием, формировалась система надвигов восток-северо-восточного простирания, по которым блоки домелового фундамента нахолакивались друг на друга. Лежачие бока этих надвигов, опущенные до глубин свыше 2000 м, могут соответствовать участкам накопления преимущественно озерных отложений максимальной мощности. Относительно поднятые фронтальные части надвигов, а также краевые части бассейна представляли собой в это время область размыва или здесь отлагались аллювиально-пролювиальные отложения сокращенной мощности.

Север-северо-западная ориентировка направления регионального сжатия, которая установлена для мелового времени как в Сихотэ-Алине, так и на Корейском полуострове и в Восточном Китае [3, 11, 12, 15, 16], реконструируется, как видно из изложенного, и в рамках Раздольненского бассейна, что свидетельствует о единстве динамики развития этих регионов в нижнемеловое время.

This research was supported by Council of support Korea-Russia cooperation of FEGI, RAS in Vladivostok. The second writer was supported by the Basic Science Research Institute Program, Ministry of Education, South Korea, 1996, Project No. BSRI - 96-5418.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агеева Е.М. Литологическая и фациальная характеристика меловых отложений северной части Суйфунской впадины. // Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М.: Недра. 1965. С. 60-95.
2. Геология СССР, Т. XXXII, Приморский край, 1969. Берсенев И.И. (Ред.), М.: Наука. 690 с.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой окраины Азии. // Тихоокеан. геология. 1995. № 2, С. 13—25.
4. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья. // Тихоокеан. геология. 1988. № 6, С. 47-53.
5. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.:Наука, 1967. 264 с.
6. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Проект IGCP, № 350. Владивосток: Дальнаука, 1995. 172 с.
7. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть 3. Тектоника и история развития. Пре-

- принт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 60 с.
8. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
 9. Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1972. 240 с.
 10. Штемпель Б.Н. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья. //Тр. лаб. угля. М.-Л.: Наука. Вып. 10, 1960. С. 167-193.
 11. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
 12. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
 13. Chen P. Timing of displacement along Tancheng-Lujiang Fault Zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China// Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons. 1993. P. 105-113.
 14. Harding T.R. Petroleum traps associated with wrench faults//The American Association of petroleum geologists bulletin. 1974. V. 58, N.7. PP.1290-1304.
 15. Lee, D.W. and Paik, K.H. Evolution of strike-slip fault-controlled Cretaceous Yongdong basin, South Korea: signs of strike-slip tectonics during infilling// Jour. Geol. Soc. Korea. 1990. V 26, N. 3. P. 259-272.
 16. Xu J. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Wrench Fault System// Tancheng-Lujiang Wrench Fault System/ Xu J. (editor). John Wiley & Sons. 1993. P. 17-51.

Поступила в редакцию 16 июля 1997 года.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

V.V. Golozubov, Lee Dong Woo, G.L. Amel'chenko

The role of horizontal displacements during the formation of the Razdol'nenskiy epicontinental basin in the Cretaceous period (South Primorye, Russia)

The Razdol'nenskiy basin occupies an area of around 3000 km² and is formed of grey-coloured Barremian-Albian (Nikanskaya series) coal-bearing deposits and variegated Albian-Cenomanian (Korkinskaya series) deposits. These deposits form three ENE-trending brachysynclines. Along the south-eastern slopes of the synclines, a series of thrusts of the same trend was determined, gently dipping chiefly to the south-east. Anticline elevations that divide these synclines are traced by outcrops of the pre-Cretaceous basement or by bands of their shallow occurrence. Along the western margin of the basin, is the West-Primorye fault zone of meridional orientation. It is most likely, that the filling of the basin occurred against the background of regional compression in the NNW-SSE direction. Near the West Partizanskiy fault, possibly due to that compression, a ENE-trending thrust system formed, on which the pre-Cretaceous basement blocks were overthrust against each other. The lying sides of the thrusts, subsided to more than 2000 m deep, could correspond to the areas of chiefly lake deposits of maximum thickness. The relatively uplifted frontal parts of the thrusts as well as the basin margins were at that time the areas of erosion or a slow alluvial-proluvial deposition. NNW-orientation of regional compression determined for the Cretaceous period of the Sikhote-Alin, Korean peninsula, and Eastern China is also reconstructed for the Razdol'nenskiy basin, which is evidence of a common development of these regions during that time.

СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

УДК [563.14:551.762:551.763](571.66)

БОРЕАЛЬНЫЕ РАДИОЛЯРИИ СРЕДНЕЙ ЮРЫ-РАННЕГО МЕЛА ОХОТОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ

В.С. Вишневская *, Н.А. Богданов *, Г.Е. Бондаренко **

*Институт Литосферы РАН, Москва, Россия

**Геологический Институт РАН, Москва, Россия

Среднеюрские радиолярии были обнаружены в красных яшмах из самой нижней тектонической пластины Омгонского хребта. Это первая находка достоверных юрских радиолярий на Камчатке. Все виды, среди которых 5 новых эндемиков, детально описаны. Среднеюрский радиоляриевый комплекс характеризуется низким разнообразием и резким преобладанием насекомлярий, которые составляют более 90%. Доминирующими являются роды *Stichocapsa*, *Parvingula*, *Archaeodictyomittra*, *Xitus*. Омгонский хребет (Охотоморское побережье, Западная Камчатка) образован интенсивно деформированными тектоническими пластинами, часть которых сложена вулканогенно-кремнистыми породами, а часть - турбидитными терригенными. Все эти образования ранее считались не древнее раннего мела. Вулканогенно-кремнистые породы слагают три тектонические пластины. В кремнистых породах верхней (третьей снизу) тектонической пластины, ассоциирующих с подушечными базальтами, были найдены позднеюрско-раннемеловые радиоляриевые комплексы. Их возраст подтвержден находками бухий. Описание титон-валанжинских радиолярий также приведено.

ВВЕДЕНИЕ

Ранее самые древние находки радиолярий на Камчатке датировались мелом.

Практически все местонахождения меловых радиолярий сосредоточены вдоль побережья Берингова моря (Восточная Камчатка) или на Средней Камчатке. Только единичные находки раннемеловых и позднемеловых радиолярий известны на Западной Камчатке.

В настоящей работе приводится описание радиолярий средней юры (предположительно байос-келловей) и поздней юры - раннего мела с Охотоморского побережья Западной Камчатки.

ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ СРЕДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

Новые данные о геологической структуре и возрасте геологических образований Омгонского хребта (рис.1): участок территории побережья Охотского моря, включающий бассейн р. Морощеная - мыс Омгон (Западная Камчатка), уже приводились нами ранее [2,3].

Хребет Омгон слагают сильно дислоцированные образования вулканогенно-кремнистого комплекса и комплекса терригенных турбидитов [2]. Вулканогенно-кремнистый комплекс ранее от-

носился к кингивеемской свите, возраст которой рассматривался как нижнемеловой [9]. Данные комплексы образуют серию чешуй, падающих на юго-восток.

Вулканогенно-кремнистый комплекс слагает три пространственно разобщенные тектонические пластины (рис.2): северная (структурно нижняя), центральная (средняя) и южная (нижняя). Каждая плата, в свою очередь, нарушена серией взбросов и надвигов, также падающих на юго-восток.

Северная плата сложена лавами и классовыми подушечными и массивными базальтами с линзами и прослоями кремней и яшм. Видимая мощность 15 м. Здесь же многочисленны отдельные тектонические выходы базальтов и габбро. На западном склоне горы Промежуточной в зоне пляжа из яшмовидных кремнистых пород (образец 604.2, рис. 2), залегающих среди подушечных базальтов, была извлечена среднеюрская ассоциация радиолярий: *Archicapsa* sp. cf. *A. pachyderma* (Tan Sin Hok), *Archicapsa* sp. A, *Archicapsa* sp. B, *Dictyomitrella* (?) sp. A, *Parvingula* sp. B Carter, *Xitus* sp. A, *Xitus* sp. B, включающая ряд новых видов, среди которых уже описаны: *Arcaeodictyomittra curta* Vish., *Archaeodictyomittra elliptica* Vish., *Stichocapsa globosa* Vish., *Xitus primitivus* Vish. [40]. Все формы довольно хорошей сохранности. Практически все виды, по-видимому, принадлежат бореальной про-

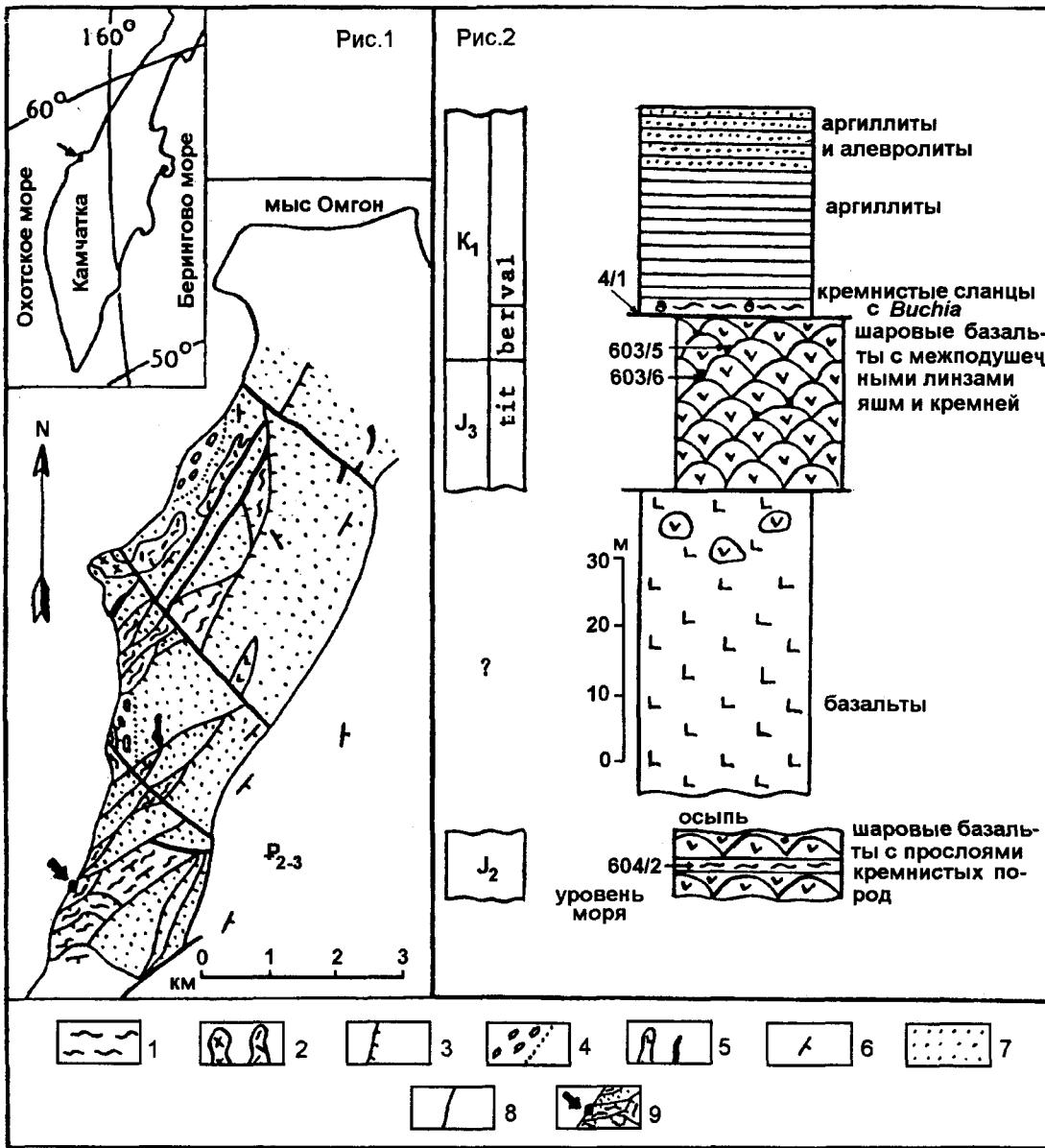


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Омгонского хребта.

1 - вулканогенно-кремнистый комплекс, 2 - диоритовые и дакитовые интрузии, 3 - надвиги и крутопадающие разломы, 4 - олистостромовый горизонт, 5 - диабазы и дайки дакитов, 6 - направление падения, 7 - теригенный турбидитный комплекс, 8 - стратиграфический контакт, 9 - положение разреза, показанного на рис. 2.

Рис. 2. Схематический разрез обнажения горы Промежуточная.

винции (Канада, Корякия, Аляска). Любая другая фауна в этих слоях отсутствует. Принимая во внимание то, что основная часть видов представлена новыми формами, рассмотрим временные рамки существования известных видов. *Parvingula* sp. В Картер была описана из нижнего байоса формации острова Грэм в архипелаге островов Королевы Шарлоты [16]. *Archicapsa* sp. cf. *A. pachyderma* известна в нескольких радиоляриевых ассоциациях мира, возраст которых не моложе средней юры. Формы *Archicapsa* sp. A напоминают представите-

лей семейства Bagotidae, описанного из Северной Америки и характерного для ранней-средней юры. Кроме того, подобные формы, а также описанные нами [40] новые виды: *Archaeodictyomitra elliptica*, *Sticocapsa globosa*, *Xitus primitivus*, широко распространены в байосе Парыткинского хребта Корякии (образец 596/3 [11]). Таким образом, возраст комплекса, скорее всего, среднеюрский.

В строении центральной пластины принимают участие миндалекаменные базальты и порфириты с линзами кремней и яшм (5 - 15 м), аргиллитов,

кремнистых известняков, псаммитовых туфов основного состава или гиалокластитов. Видимая мощность 30 м.

Из красных яшм (образцы 603/5, 6 - взяты в 60 м севернее обр. 604/2), слагающих межподушечное заполнение среди базальтов (рис. 2) выделен титон-берриасский комплекс радиолярий, включающий: *Archaeospongoprunum* sp., *Praeconocaryomma* sp. cf. *P. magnimamma* (Rust), *Holocryptocanum barbui* Dumitrica, *Xitus* sp. C, *Coneta* cf. *hsui* Pessagno, *Ristola* sp., *Parvingula* sp., *Archaeodictyomitra* sp. Вид *Coneta* cf. *hsui* Pessagno (Табл. 1 фиг. 6-9) обнаруживает сходство с видом *Ristola hsui* Pessagno, описанным впервые из нижнего титона Береговых хребтов Калифорнии [33], а позднее как *Ristola* sp. aff. *R. boesii* (Parona) из нижне-средневаланжинской бухиевой зоны *Buchia pacifica* [34]. Кроме того, сходный вид найден нами ранее в Корякии в одном образце совместно с берриас-ранневаланжинскими бухиями *Buchia* sp. cf. *Buchia inflata* (Toula) и *Buchia keyserlingi* Lahusen var. *sibirica* Sokolov [6,7]. Вид *Holocryptocanum barbui* Dumitrica широко распространен в нижнем мелу как Пацифики, так и Тетиса [1, 6, 13, 14, 42]. Нижний предел существования данного вида - ранний берриас [13,14]. Вид *Praeconocaryomma magnimamma* Pessagno является характерной формой кимериджа-титона [33-35]. Следовательно рассматриваемый нами комплекс существовал, скорее всего, в титон-берриасе.

Южная пластина сложена пиллоу-базальтами, переслаивающимися с известковистыми яшмами и кремнями. Мощная пачка от аргиллитов до агломератовых туфов венчает данный разрез. Видимая мощность 30-50 м.

Позднеберриас-валанжинские бухии *Buchia inflata* (Toula) были обнаружены в горизонте (мощностью 1 м) кремнистых аргиллитов, залегающих в низах непосредственно на базальтах (рис. 2). В образце кремнистого яшмовидного известняка (обр. 4/1), взятого А.Б.Цукерником непосредственно выше горизонта с бухиями, определены радиолярии: *Pantanellium lanceola* (Parona), *Parvingula khabakovi* (Zhamoida), *Pseudodictyomitra cosmoconica* (Foreman), *Ristola* sp.cf. *Ristola cretacea* (Baumgartner), *Ristola boesii* (Parona), *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Mirifusus* sp. Практически все перечисленные виды принадлежат Тетической провинции и имеют интервал существования берриас-готерив, за исключением вида *Parvingula khabakovi*, который является типично бореальной формой с интервалом существования - кимеридж-валанжин. Поэтому возраст данного комплекса, вероятнее всего, берриас-валанжин.

Контакт между вулканогенно-кремнистым и терригенным турбидитным комплексом тектонический.

Общая видимая мощность всего вулканогенно-кремнистого комплекса около 80 м.

Местами отложения терригенного комплекса перекрывают вулканогенно-кремнистый комплекс с угловым несогласием, образуя в основании обломочный горизонт, который вероятно имеет олистостромовую природу. Олистолиты сложены породами обоих комплексов и заключены в тектонизированный алевро-аргиллитовый матрикс.

Ранее в вулканогенно-кремнистом комплексе были отмечены радиолярии берриас-валанжинского возраста [9]. В комплексе были определены *Pantanellium corriganensis* Pessagno, *P.(?) berriassianum* Baumgartner, *Tricolocapsa cuvierri* Rust, *Hemicryptocapsa ornata* (Zhamoida), *Cryptamphorella* ex gr. *conara* (Foreman), *Diacanthocapsa?* *parva* (Tan), *Siphocampre rostrata* Chabakov, S.? ex gr. *alexandrae* Chabakov, *Parvingula khabakovi* (Zhamoida), *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust), *Ristola altissima* (Rust), *R.boesii* (Parona). Обнаруженные в терригенном комплексе представительные комплексы спор и пыльцы наряду с макрофауной характеризуют возраст нижней и верхней частей комплекса соответственно как апт-альбский и маастрихтский (данные В.К.Сорокиной, Петропавловск-Камчатский).

Таким образом, на территории Западной Камчатки вдоль побережья Охотского моря впервые обнаружены средне-позднеюрские радиолярии. Особенно следует отметить уникальность среднеюрского радиоляриевого комплекса, который не имеет аналогов среди известных в литературе. Местонахождение находок юрских радиолярий на Западной Камчатке показано на рис. 3.

О КЛИМАТИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ РАДИОЛЯРИЙ

Среднеюрские радиолярии все еще остаются слабо изученной группой среди этих микроорганизмов. До настоящего времени ни в отечественной, ни в зарубежной литературе нет ни одной публикации по эволюции бореальных радиолярий юры, в то время как мезозойским радиоляриям Тетиса и их эволюции посвящено несколько фундаментальных монографий [13, 14, 18, 31, 36, 37]. Впервые на существование холодноводных и тепловодных видов радиолярий указал А.Поповский, обнаруживший несколько видов биполярного распространения. Позднее У.Ридель установил, что среди радиолярий есть виды эндемичные, биполярные и космополиты. Было доказано, что тропические виды не заходят в воды Антарктической области, границей между антарктической и субантарктической фаунами служит зона антарктической конвергенции [12].

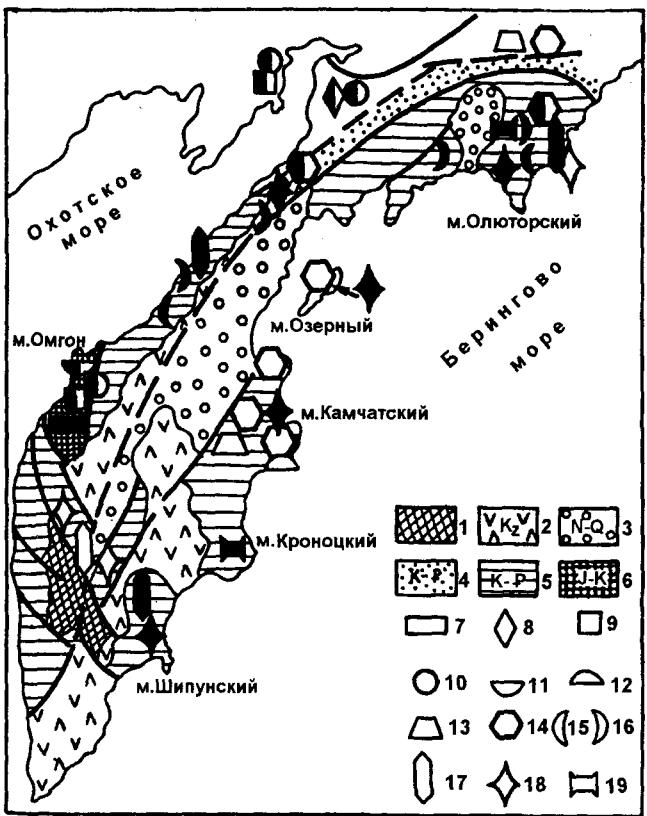


Рис. 3. Места находок радиолярий на Камчатке.

1- метаморфические породы, 2- вулканиты, 3- терригенные породы, 4- Укелаятский флиш, 5- кремнисто-терригенные породы, 6- среднеюрско-нижнемеловые породы, 7-19 - комплексы радиолярий: 7- средний байос-ранний бат, 8- средний бат-ранний келловей, 9- средний келловей-средний титон, 10-поздний титон-ранний берриас, 11- средний берриас-средний валанжин, 12-поздний валанжин-готерив, 13-баррем-апт, 14-альб-турон, 15-коньяк-ранний сантон, 16-поздний сантон-ранний кампан, 17-средний кампан, 18-поздний кампан-ранний маастрихт, 19-поздний маастрихт-ранний палеоцен. Заливные знаки обозначают бореальный характер комплексов, незаливные - тетический, заливные наполовину - смешанный.)

В Тихом океане С.Б.Кругликова [10] установила, что тропические виды не заходят на север далее северной границы зон смешения вод (приблизительно 40°с.ш.). Однако широтная зональность в распределении радиолярий можетискажаться за счет течений, несущих более холодные или более теплые воды.

ПАЛЕОШИРОТНАЯ МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОЛЯРИЙ

На примере изучения позднеюрских радиоляриевых ассоциаций Калифорнии Э.Пессаньо и др. [35] предложили модель распределения юрских радиолярий по провинциям. В Тетической области (от 30° с.ш. до 30° ю.ш.) с севера на юг ими выделяется три провинции: Северная Тетическая, Центральная и Южная Тетическая. Центрально-Тетическая провинция ими устанавливается по боль-

шому разнообразию пантанеллид и отсутствию рода парвицингула, в то время как Северная и Южная Тетическая провинции отличаются умеренным присутствием различных видов парвицингулид при обилии пантанеллид. Границы Центральной провинции проводятся по 22° северной и южной широты. Бореальная область (к северу от 30° с.ш.) характеризуется на графике минимумом пантанеллид при резком возрастании парвицингулид. Область разделена на две провинции: Южно-бореальную, где еще присутствуют немногочисленные пантанеллиды и Северо-бореальную (за 50° с.ш.), где они отсутствуют.

Существование Австралийской провинции в этой модели предполагается как зеркальное отображение Бореальной. Однако данные Кисслинга [24] и Пухано [24] по радиоляриям из высоких широт южного полушария противоречат этой модели. По их мнению, юрская тетическая радиоляриевая фауна проходит до 39° ю.ш., а пантанеллиды составляют до 50% в бореальных радиоляриевых ассоциациях, формировавшихся на 60° ю.ш. Все это позволило Кисслингу и Скассо [24] предложить модифицированную кривую для распределения радиолярий в высоких широтах южного полушария, где граница между Тетической и Австралийской областями проведена по 39° ю.ш., а между Северо-бореальной и Южно-бореальной по 45°. Асимметричность своей модели В.Кисслинг объясняет различным температурным режимом в юре Северной и Южной Палео-Пацифики.

ОБЗОР МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ БОРЕАЛЬНЫХ РАДИОЛЯРИЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ ЮРЫ

Юрские бореальные радиолярии кроме Калифорнии (27 новых родов и 135 новых видов, всего более 450 видов [14]), Аргентины (13 видов, среди которых 2 новых рода) и Антарктиды [24] известны в Северном полушарии Евразии (Московский регион [15]; Тимано-Печорская впадина [27], [38]; север Сибирской платформы [5]; Корякия [8]; бассейны рек Анюй и Колыма, Корякское нагорье и Западная Камчатка [6,7]).

Еще в 30-е годы И.Худяев [22] и А.Хабаков [17] из титон-валанжина вятско-камской области по шлифам описали 76 видов радиолярий, из которых 63 новые и только 13 были встречены ранее в Средиземноморье. Предложенные И.Худяевым [22] виды в основном принадлежат населяниям (из них 28 новых). А.Хабаков [17] выделил еще 20 новых видов. Г.Козлова [27] подтвердила валидность значительной части этих видов и предложила еще 12 новых видов. Очень важно отметить, что большая часть этих видов является эндемиками.

Даже изучая радиолярии в шлифах, А.Хабаков отметил, что общий облик фауны резко от-

личается от сравнимых западноевропейских: 1) гладкостью раковин, т.е. почти полным отсутствием радиальных апофиз и сложно устроенных игл; 2) преобладанием (в списке видов и в процентном составе главной массы индивидуумов) башенковидных форм. Описанные в Норвегии и на Шпицбергене насеколярии представлены в основном родом *Parvingula*. В отличие от мелководных разрезов Англии и Арктической России, где резко преобладают многосферные губчатые сфероидные и дискоидные формы, здесь резко доминируют башенковидные радиолярии [4, 19].

Столь значительное число циртоидных форм позволило предположить возможность существования в позднеюрское время устойчивой зоны палеоапвеллинга, простиравшегося параллельно Уральскому складчатому сооружению, вдоль которого могла происходить миграция на юг boreальных радиоляриевых фаун, что зафиксировано в разрезах юры Ульяновской области [39].

Первая находка оксфорд-валанжинских радиолярий [5] на севере Средней Сибири (на п-ве Пакса в береговых обрывах моря Лаптевых) является уникальной и представляет большой научный интерес. Оксфорд-валанжинские радиолярии Анабарского залива обнаруживают сходство с киммеридж-рязанской ассоциацией Северного моря, они также близки к одновозрастным ассоциациям Норвегии. Важность находки на севере Сибири юрско-меловых радиолярий заключается в том, что она расширяет наши знания о boreальных фаунах среднего мезозоя России и может послужить ключом к расшифровке палеоклиматической принадлежности радиоляриевых ассоциаций из террейнов Северо-Запада Тихоокеанской окраины.

Еще в 60-годы А.И.Жамойда [12] описал вид *Parvingula khabakovi* (Zhamoida), указав его распространение от Корякского нагорья до Сахалина. Позднее этот вид был встречен в Сибири, на Печоре, в Северной Америке. Не исключено, что распространение этого или сходных с ним видов, являющихся доминантными или составляющими основную часть радиоляриевой ассоциации, также возможно маркирует след древнего Тихоокеанского палеотечения или палеотечений апвеллингового типа.

Среднеюрские радиолярии Омгонского хребта Западной Камчатки (побережье Охотского моря) также могут быть отнесены к высокоширотной области. Данные фауны характеризуются резко обедненным составом по сравнению с одновозрастными тропическими, архаичным обликом за счет отсутствия форм со сложной морфологией, наличием высокоширотных эндемиков, имеющих биполярное распространение. Детальное изучение морфологии скелетов радиолярий показало, что

большинство видов из юры Западной Камчатки имеют меньшие размеры, более компактную форму, а разнообразные отростки, тонкие длинные иглы, столь характерные для тропических комплексов, здесь массивные, слабо развитые или вообще отсутствуют. Также наблюдаются некоторые морфологические изменения в характере стенки раковины. Высокоширотные раковины средиземноморского вида *Praeconocaryomma magnitamta* массивные, толстостенные и, как правило, лишены игл. Виды рода *Archicapsa* имеют компактную форму и плотную губчатую стенку. За счет изменения формы скелета (более расширенной у низкоширотных видов и вытянутой у относительно высокоширотных) меняется характер ребристости раковин. У тропических видов она как бы раздутая, крупноребристая, с большими порами, а у умеренно широтных и высокоширотных - стройная, тонкоребристая, струйчатая и мелкопористая, потому что одно и то же количество ребер приходится на разную длину окружности раковины. В комплексе резко доминируют три рода - *Parvingula*, *Stichocapsa* и *Xitus*. Подчиненное значение имеют роды *Archaeodictyomittra*, *Archicapsa*. Спумеллярии единичны. Насеколярии составляют более 90% от всего комплекса радиолярий.

Таким образом, проведенное нами предварительное изучение выделенных из пород с помощью химического препарирования юрских радиоляриевых ассоциаций из северной boreальной провинции России [4, 38, 39] показало, что их распределение также существенно отличается от предложенного в модели Пессаньо и др.[35], построенной на примере Северной Америки. В Северной Европе, в отличие от Северной Америки, в юрских радиоляриевых ассоциациях высокий процент составляют пантанеллиды (до 50% в киммеридже Московской синеклизы; 10-25% в Поволжье и Вятко-Камском бассейне, 5% в Тимано-Печорской провинции) и дискоидные губчатые формы, не характерные для Калифорнии. В юре Тихоокеанского обрамления России есть радиоляриевые комплексы, сложенные на 75% и более насеколяриями, среди которых резко преобладают парвицингулиды, и есть более разнообразные ассоциации, в которых парвицингулиды и пантанеллиды присутствуют на равных [6]. В раннемеловых комплексах Сахалина пантанеллиды иногда составляют больше 75%. Следует заметить, что в юрских комплексах Западной Камчатки пантанеллиды не были встречены вообще, в то время как на Восточной Камчатке и в Японии они широко распространены [30, 41]. Мировое распространение юрских радиоляриевых комплексов, в которых были описаны парвицингулиды, показано на рис. 4.

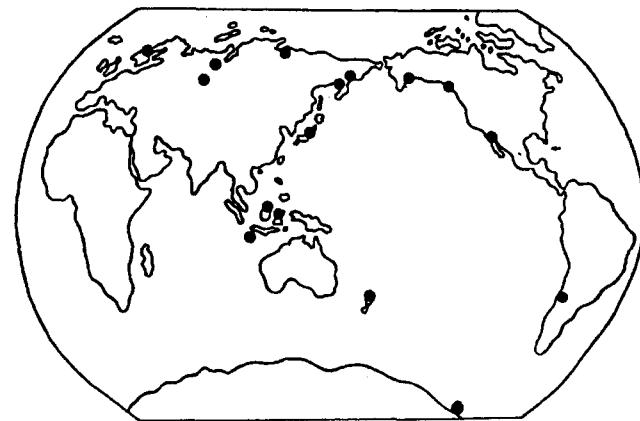


Рис. 4. Мировое распространение находок рода *Parvingula*.

Все выше изложенное заставляет нас на данном этапе исследований отказаться от применения кривой Пессаньо при анализе бореальных радиоляриевых ассоциаций мезозоя России.

ВЫВОДЫ

Описанный тип средне-позднеюрских радиоляриевых ассоциаций характеризуется преобладанием парвицингулид, которые являются характерным составляющим элементом бореальных ассоциаций (рис. 4).

Работы по изучению эволюции радиолярий бореального мезозоя пока находятся в начальной стадии. В настоящее время, как было показано, такие фауны обнаружены и частично описаны лишь в отдельных районах и по отдельным стратиграфическим интервалам в Антарктиде, Канаде, Америке и России (Северо-Восток России, Печорский бассейн, Московская синеклиза и Поволжье).

Для того, чтобы перейти к анализу эволюции, палеоэкологии и палеобиогеографии бореальных радиоляриевых ассоциаций юры, требуется осуществление описательных работ как по недостаточно изученным стратиграфическим интервалам (нижняя-средняя юра), так и по регионам, где радиолярии юры не изучены (Тихоокеанская окраина России), или недостаточно описаны (Арктическая Сибирь, восточный склон Приполярного Урала, Поволжье, Прикаспийская синеклиза и ее обрамление). Именно поэтому в данной работе предлагается детальное описание юрских радиолярий Камчатки из коллекции, хранящейся в институте литосферы РАН.

В отличие от одновозрастных радиоляриевых ассоциаций Севера Сибири, Северо-Востока Русской плиты и Норвегии, средне-позднеюрская и раннемеловая радиоляриевые ассоциации Охотского побережья Западной Камчатки изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа и иллюстрированы на 7 фототаблицах.

Новизна результатов исследований, предложенных нами в данной статье, заключается в том, что они представляют новые данные по бореальным радиоляриевым ассоциациям мезозоя на севере и северо-востоке России, что позволяет провести сравнение их с одновозрастными ассоциациями Восточно-Европейской и Сибирской платформ, других районов Северо-Востока России. Возможно анализ всего фактического материала по территории России в дальнейшем позволит откорректировать кривые Пессаньо и Кисслинга-Скассо, построенные в ходе предыдущих исследований, выполненных на основе данных по Калифорнии и Антарктиде, а также позволит предложить новую оригинальную модель развития бореальных фаун мезозоя севера Евразии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам И.Кемкину и В.Руденко из Дальневосточного геологического института ДВО РАН, а также редакционному совету журнала за ценные советы и замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 96-05-64-512, 97-05-65566).

ОПИСАНИЕ РАДИОЛЯРИЙ

**Надотряд POLYCYSTINA Ehrenberg, 1838, emend.
Riedel, 1967**

Отряд SPUMELLARIINA Ehrenberg, 1875

**Надсемейство SPONGODISCACEA Haeckel, 1882,
emend. Pessagno, 1971, 1973**

Семейство SPONGURIDAE Haeckel, 1887

**Подсемейство ARCHAEOSPONGOPRUNINAE
Pessagno, 1973**

Род *Archaeospongoprunum* Pessagno, 1973

Archaeospongoprunum sp.

Табл. 6, фиг. 1; табл. 7, фиг. 1

Описание. Раковина субстерическая губчатая, несет две длинные полярные иглы. Форма игл трехгранный, на дистальном конце игла слегка закрученная, причем завиток начинается на 2/3 от конца иглы. Место присоединения иглы к губчатой сфере, по-видимому, несколько растворено.

Распространение. титон-берриас, Охотское побережье Камчатки.

**Семейство PRAECONOCARYOMMIDAE
Pessagno, 1976**

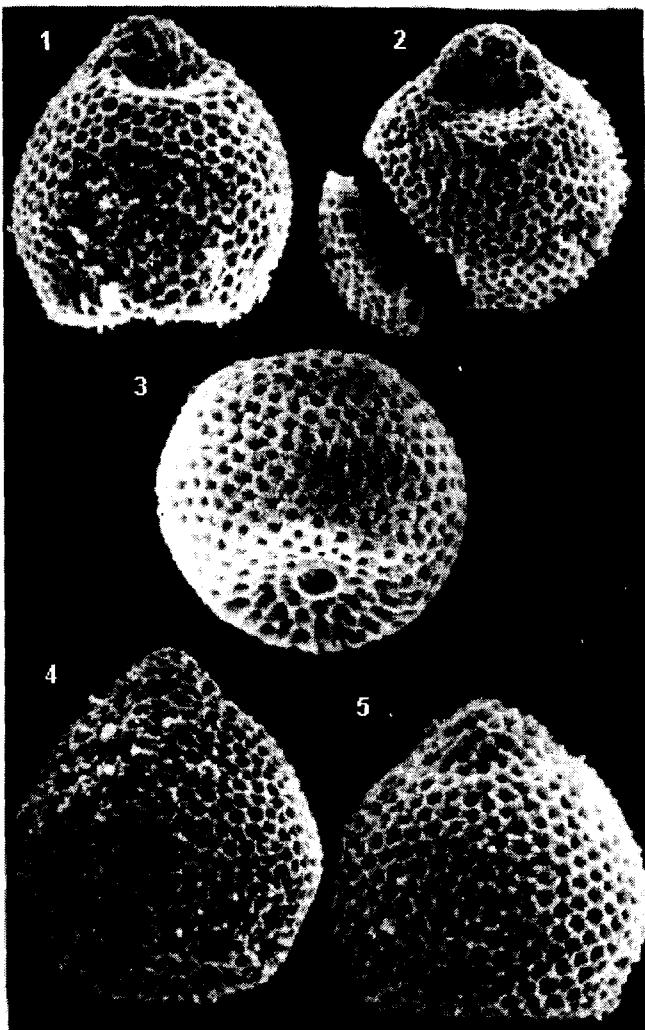
**Род *Praeconocaryomma* Pessagno, 1976
Praeconocaryomma sp. cf. *P.magnimamma* (Rust)**

Табл. 6, фиг. 2; табл. 7, фиг. 2

Acanthosphaera magnimamma Rust - Rust, 1898, p. 12, pl. 4, f. 1. [36]

Praeconocaryomma magnimamma (Rust) - Pessagno, 1977, с. 77, т. 5, ф. 14-16, т. 6, ф. 1; Vishnevskaya et al., 1996, т. 1, ф. 2.

Таблица 1



1-5 - *Stichocapse globosa* Vishnevskaya, 1- образец 596-3, x130; 2-5 - образец 604-2, 2- x110, 3- x190, 4- x190, 5 - x230.

Описание. Раковина сферическая, имеет на всей поверхности субконические кситовидные выступы на которые возможно крепились иглы. На полуокружности сферы насчитывается 8-10 таких кситоидных выступов или нодоз, иногда именуемых маммилами.

Распространение. Поздний кимеридж-ранний титон Средиземноморья, Калифорния, титон-берриас Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Отряд NASSELLARIINA Ehrenberg, 1875

Надсемейство CYRTOIDEA Haeckel, 1862,

Поднадсемейство EUCYRTIDILAE Ehrenberg, 1857

Семейство ARCHAEOICTYOMITRIDAE

Pessagno, 1976

Род *Archaeodictyomitra* Pessagno, 1976

Archaeodictyomitra curta Vishnevskaya

Табл. 2, фиг. 4-5; табл. 7, фиг. 11

Название от латинского *curta* - короткая.

Голотип - 604/2-11-97, т.1, ф.14; т.4, ф.1 ; паратипы-604/2-11-60, т.1, ф. 15; 604/2-6V-16, т.1, ф.16; 596/3-6V-49, пл.2, ф.4; 596/3-6V-61, т.2, ф.5.

Eothanarla (?) sp. - Вишневская и др., 1991, т. 4, ф. 10.

Archaeodictyomitra curta Vishnevskaya - Vishnevskaya et al., 1996, пл. 1, ф. 14-16, пл. 4, ф.1.

Описание. Раковина многосегментная боченковидная с утолщением в средней части, суженностью в дистальной части и заостренностью в инициальной. В центральной наиболее расширенной части насчитывается до 28-30 продольных ребер (*costae*); в начальной части раковины ребра часто сходятся, а к терминальной количеству ребер возрастает. Поры округлые или слегка растянуты по ширине раковины и их размер и расположение не выдержаны. В проксимальной части раковины наблюдается депрессия, напоминающая отверстие в виде сатуральной(?) поры.

Сравнение. *Archaeodictyomitra curta* Vishnevskaya отличается от *Mita* sp. A Carter ([16], р. 49, пл. 17, ф. 9) меньшим размером пор и наличием депрессии на подобии "окна", описанного у Bagotidae (Pessagno et Whalen, 1982), которое вероятно могло выполнять функцию сатуральной поры или какую-то еще.

Размеры (мк). Голотип + 6 паратипов:

	Голотип	Средний	Максимальный	Минимальный
Длина раковины	220	225	292	175
Ширина раковины	135	175	210	135

Местоположение: 604/2, см. текст и рис 2. Местоположение 596/3 - хр.Рарыткин [6,11].

Распространение. Байос-бат Корякии [6,11], средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Archaeodictyomitra elliptica Vishnevskaya

Табл. 2, фиг.3; табл. 7, фиг. 12

Название от английского *elliptic* - эллипсовидный.

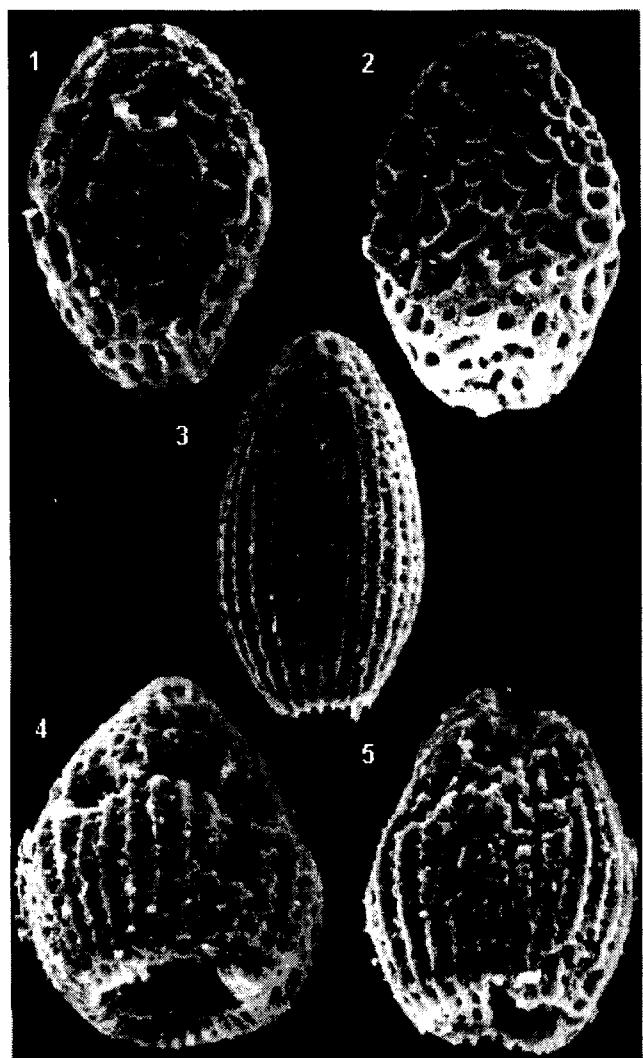
Голотип - 604/2-11-71, т.2, ф.3.

Archaeodictyomitra elliptica Vishnevskaya - Vishnevskaya et al., 1996, пл. 2, ф.3-5.

Описание. Раковина эллипсовидная с субсферическим цефалисом; имеет от 20 до 22 рядов продольных ребер (*costae*), постепенно сужающихся к дистальной части раковины. Поры мелкие окружлой формы приблизительно равновеликие, расположены вдоль между продольными ребрами, но расположение горизонтальных рядов не всегда выдержано. Депрессия отсутствует.

Сравнение. От *Archaeodictyomitra curta* Vishnevskaya отличается правильной эллипсовидной формой, более мелким размером пор, их более правильной круглой формой и более строгим расположением, а также отсутствием отверстия на проксимальной части раковины; от *Mita* sp. A Carter ([16], р. 49, пл.17, ф.9) - меньшим разме-

Таблица 2



1 - *Archicapsa* sp. cf. *A. pachyderma* (Tan Sin Hok), x170;
2 - *Archicapsa* sp. A., x 120; 3 - *Archaeodictyomitra elliptica* Vishnevskaya, x 170; 4-5 - *Archaeodictyomitra curta* Vishnevskaya, x 170.

1-5 - образец 604-2.

ром пор и другой их формой. От других видов этого рода отличается более архаичным характером размещения пор.

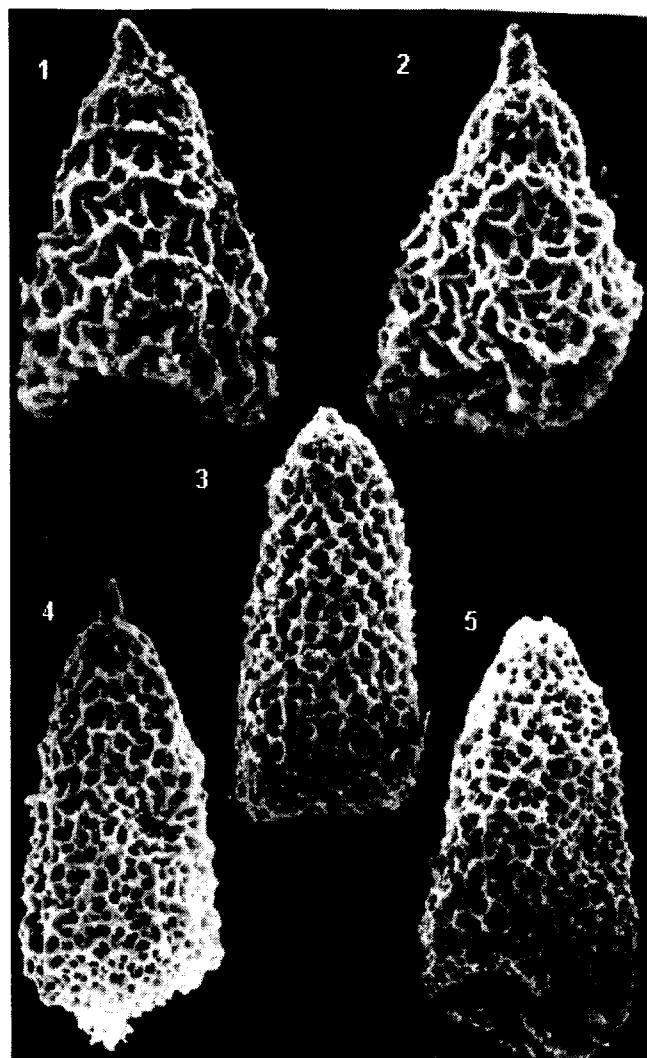
Размеры (мк). Голотип + 6 паратипов:

	Голо- тип	Сред- ний	Макси- мальный	Мини- мальный
Длина раковины	352	340	420	270
Ширина раковины	210	210	240	150

Местоположение. 604/2, см. текст и рис 2.

Распространение. Байос-бат Корякии [6,11], средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Таблица 3



1-2 - *Xitus* sp. A., x 170; 3-5 - *Xitus primitivus* Vishnevskaya, x100, x100, x120.

1-5 - образец 604-2.

Archaeodictyomitra sp.

Табл. 5, фиг. 3; табл. 7, фиг. 9

Распространение. Титон-берриас, Охотское побережье Камчатки.

Семейство EUCYRTIDIIDAE Ehrenberg, 1847

Род *Dictyomitrella* Haeckel, 1887

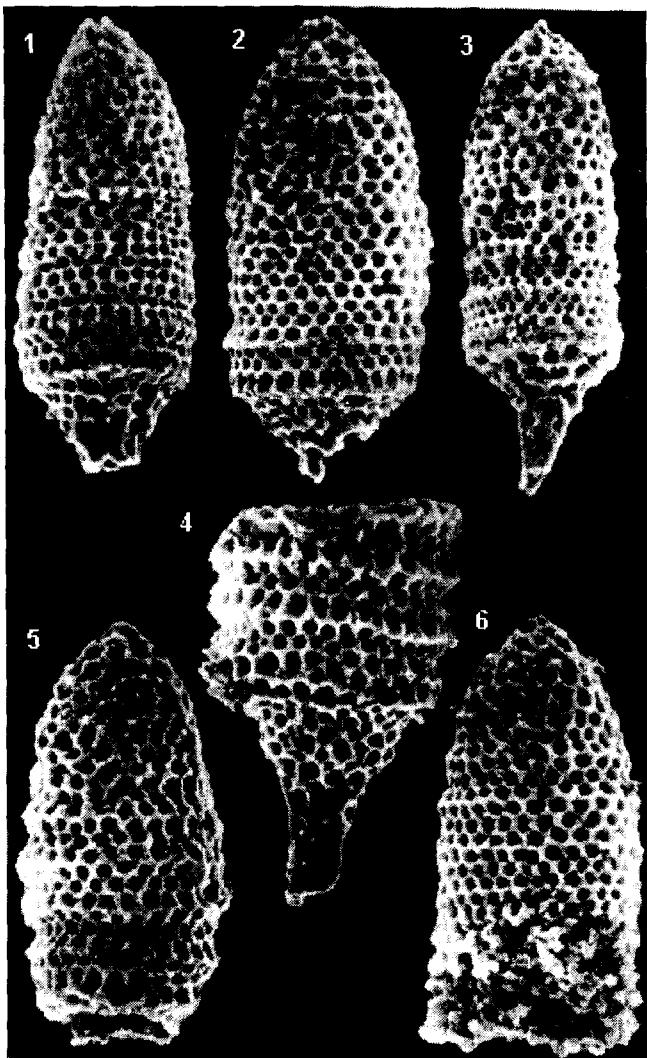
Dictyomitrella (?) sp. A

Табл. 7, фиг. 20

Описание. Раковина многосегментная, отличающаяся наличием только прободенных пор, которые строго расположены как на продольных, так и на поперечных ребрах, что резко отличает эту форму от многих других благодаря такому архаичному характеру пор.

Распространение. Средняя юра, Охотское побережье Камчатки.

Таблица 4



1-6 - *Parvingula omgoniensis* Vishnevskaya, 1 - x110,
2,4-6 - x 120, 3 - x 80.

1-6 - образец 604-2.

Dictyomitrella (?) sp. B.

Табл. 6, фиг. 3; табл. 7, фиг. 4.

Сравнение. От *Dictyomitrella (?) sp. A.* отличается формой косте более близкой к диктиомитридам.

Распространение. Средняя юра, Охотское побережье Камчатки.

Семейство STICHCAPSIDAE Haeckel, 1881

Подсемейство STICHCAPSINAЕ Haeckel, 1881

Род *Stichocapsa* Haeckel, 1881

Stichocapsa globosa Vishnevskaya

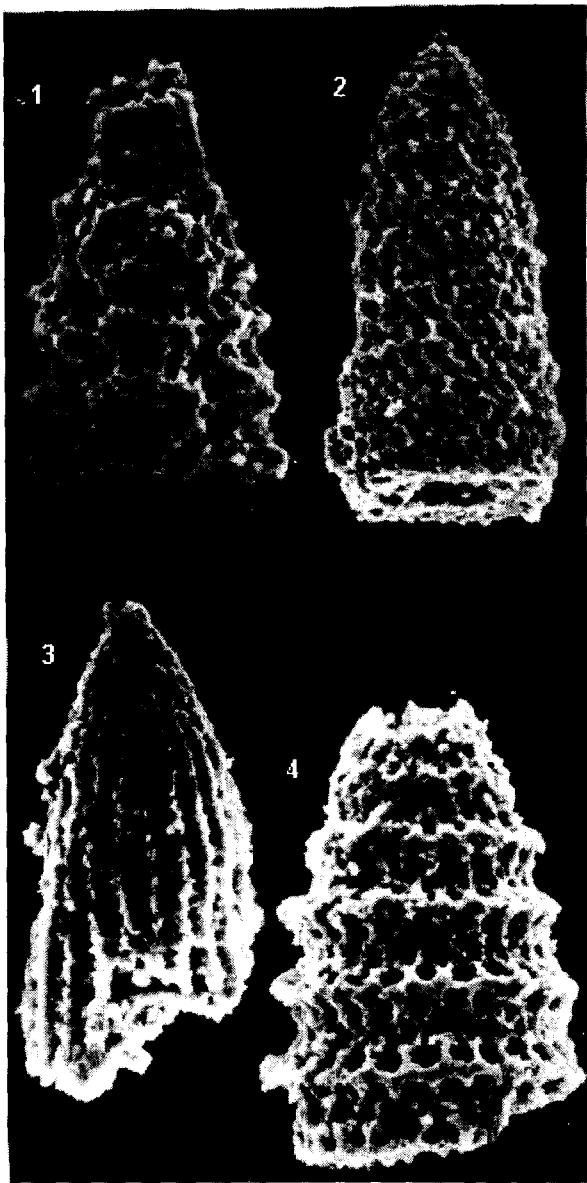
Табл. 1, фиг. 1-5; табл. 7, фиг. 17-19

Название от латинского *globosa* - сферическая.

Голотип - 604/2-11-66, т. 1, ф.1, 3, т.7, ф.18-19; паратипы 604/2, т.2, ф.2,4-5; т. 7, ф.17.

Stichocapsa globosa Vishnevskaya - Vishnevskaya et al., 1996, pl. 2, f.12-18; pl. 4, f.4; pl. 5, f.1-19.

Таблица 5

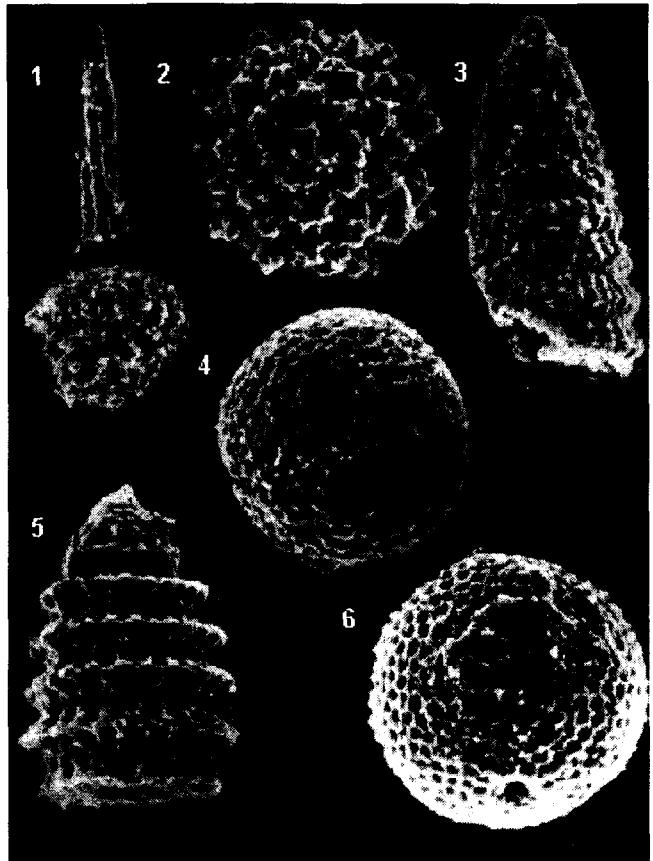


1 - *Xitus* sp. C, x 135; 2 - *Parvingula* sp. A, x 135; 3 - *Archaeodictyomitra* sp., x 255; 4 - *Coneta* cf. *hsui* Pessagno, x 225.

1-2 - образец 603-5; 3-4 - образец 603-6.

Описание. Раковина четырехсегментная с субсферическим куполовидным цефалотораксом и сферическим дистальным концом; имеет плотную гексагональную ячеистую структуру. На полуокружности раковины в наиболее расширенной части расположено 18-20 пор. Поры мелкие округлой формы приблизительно равновеликие, расположены в гексагональных рамках. Между тораксом и абдоменом наблюдается депрессия выполненная такими же или несколько более мелкими порами. Устье небольшое круглое как бы вдавленное в раковину, окаймлено валиком.

Таблица 6.



1 - *Archaeospongoprunum* sp., x 100; 2 - *Praeconocaryomma* sp. cf. *P. magnimamma* (Rust), x 100; 3 - *Dictyomitrella* (?) sp. B, x 160; 4 - *Holocryptocanum* sp. cf. *H. barbui* Dumitrica, x 160; 5 - *Coneta* cf. *hsui* Pessagno, x 140; 6 - *Holocryptocanum barbui* Dumitrica, x 160.

1-3 - образец 603-5; 4-6 - образец 603-6.

Сравнение. *Stichocapsa globosa* близка к *S. robusta* Matsuoka ([30], с.146, т.1, ф.6-13, т. 2, ф. 7-12) и *S. convexa* Yao [41], но отличается от них субсферической формой раковины и устьем.

Размеры (мк). Голотип + 6 пататипов:

	Голо-тип	Сред-ний	Макси-мальный	Мини-мальный
Длина раковины	180	190	210	165
Ширина раковины	165	190	210	165
Высота цефалоторакса	38	35	40	27
Диаметр устья	25	27	30	25
Диаметр депрессии	120	115	107	127

Местоположение: 604/2, см. текст и рис 2.

Распространение. Байос-бат Корякии [6,11], средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Семейство PARVICINGULIDAE Pessagno, 1977

Под Parvicingula Pessagno, 1977 a
Parvicingula omgoniensis Vishnevskaya
Табл. 4, фиг. 1-6; табл. 7, фиг. 14

Название от географического названия местности Омгон.

Голотип - 604/2-11-90, т. 4, ф.3, т. 7, ф.14; пататипы т.4, ф.1,2,4-6.

Parvicingula omgoniensis Vishnevskaya - Vishnevskaya et al., 1996, pl. 2, f. 6-11; pl. 4, f.2.

Описание. Раковина многосегментная (от 7 до 12, если сохраняется дистальная устьевая трубка) цилиндрически-эллипсовидная с субсферическим цефалисом; имеет от 13 до 15 пор в поперечном ряду на полуокружности раковины, постепенно сужается к дистальной части раковины. Поры мелкие округлой формы приблизительно равновеликие, расположены в шахматном порядке. Межреберные участки насчитывают 3-4 ряда гексагональных пор, поясные кольца выражены плохо. Стенка раковины двуслойная, где нижний слой имеет примитивную ячеистую структуру, а верхний - слабо кситоидную. Рог отсутствует.

Сравнение. *Parvicingula omgoniensis* отличается от *Parvicingula bluefordae* Hull и от *Parvicingula gracila* Hull [21] формой раковины и отсутствием рога, от *Parvicingula blowi* Pessagno [34] - меньшим количеством сегментов и слабо выраженными пережимами между ними; от *Parvicingula garda* Hull [21] отличается отсутствием трапециевидных сегментов; *Parvicingula omgoensis* более близка к *Parvicingula corralensis* Hull [21], но отличается отсутствием рога и более толстой двуслойной стенкой.

Размеры (мк). Голотип + 6 пататипов:

	Голо-типа	Сред-ний	Макси-мальный	Мини-мальный
Длина раковины	390	405	430	370
Ширина раковины	160	200	205	195

Местоположение. 604/2, см. текст и рис 2.

Распространение. Байос-бат Корякии [6,11], средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Parvicingula sp. A

Табл. 5, фиг. 2; табл. 7, фиг. 6

Описание. Раковина субконическая несколько зауженная в центральной части. Кольцевые пояса и ребра выражены плохо, между ребер насчитывается по три ряда пор. Рог отсутствует. Для сравнения сходные формы не найдены.

Распространение. Титон-берриас, Охотское побережье Камчатки.

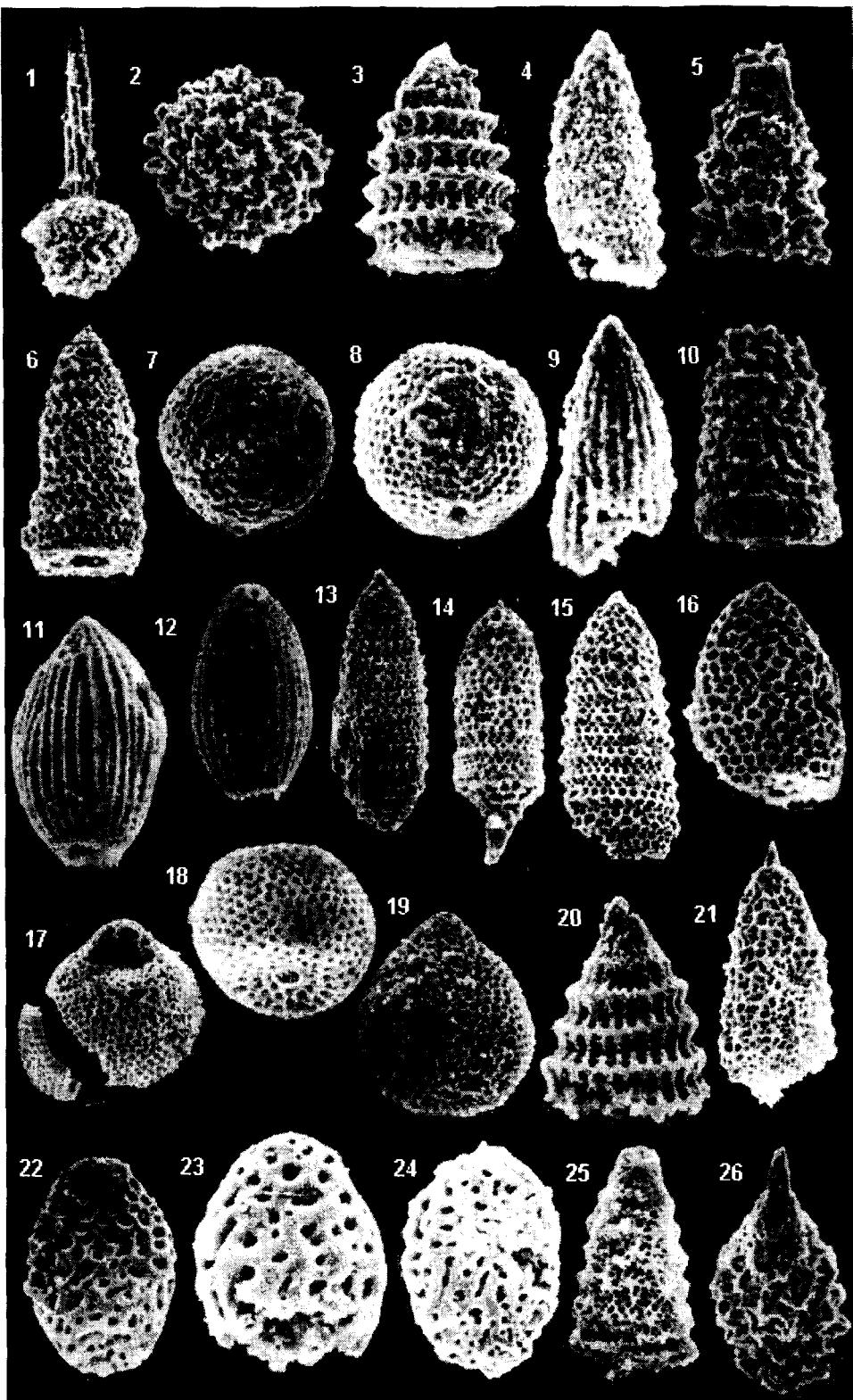
Parvicingula sp. B, Carter

Табл. 7, фиг. 13, 15

Parvicingula sp. B - Carter et al., 1988, p. 56, pl. 18, f. 3, 4.

Сравнение. *Parvicingula* sp. B Carter обнаруживает сходство с *P. blowi* Pessagno ([35], p.85, pl. 8, f.11-

Таблица 7



1 - *Archaeospongoprunum* sp., x 90; 2 - *Praeconocaryomma* sp. cf. *P. magnimamma* (Rust), x 90; 3 - *Coneta* cf. *hsui* Pesagno, x 130; 4 - *Dictyomitrella* (?) sp. B, x 150; 5 - *Xitus* sp. C, x 90; 6 - *Parvingula* sp. A, x 90; 7 - *Holocryptocanum* sp. cf. *H. barbui* Dumitrica, x 150; 8 - *Holocryptocanum barbui* Dumitrica, x 140; 9 - *Archaeodictyomittra* sp., x 170; 10 - *Xitus* sp. D, x 100; 11 - *Archaeodictyomittra curta* Vishnevskaya, x 130; 12 - *Archaeodictyomittra elliptica* Vishnevskaya, x 125; 13,15 - *Parvingula* sp. B, Carter, x 70, x 60; 14 - *Parvingula omgoniensis* Vishnevskaya, x 70; 16 - *Canutus* sp., x 100; 17-19 - *Stichocapsa globosa* Vishnevskaya, x 90, x 130, x 130; 20 - *Dictyomitrella* (?) sp. A., x 120; 21 - *Xitus primitivus* Vishnevskaya, x 75; 22-24 - *Archicapsa* sp. A, x 90, x 130, x 90; 25 - *Xitus* sp. B, x 70; 26 - *Xitus* sp. A, x 70.
1,2,4-6 - образец 603-5; 3,7-9 - образец 603-6; 10-26 - образец 604-2.

14), но отличается от последней более правильными порами и их расположением, менее выраженными кольцевыми поясами. *Parvingula* sp. B Carter от *Parvingula corralensis* Hull [21] отличается формой и устройством и расположением пор, а также отсутствием четких кольцевых поясов.

Распространение. Ранний байос Канады [16], средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Род *Coneta* Blome and Hull, 1995

Coneta cf. hsui (Pessagno)

Табл. 5, фиг. 4; табл. 6, фиг. 5; табл. 7, фиг. 3

Ristola sp. aff. *R. boesii* (Parona) - Pessagno, 1977, p.48, pl.8, f. 5; Pessagno et al., 1984, p. 29, pl. 3, f. 16, 18, 23.

Ristola hsui (Pessagno) - Pessagno et al., 1984, p.29, pl.4, f.2-3.

Parvingula hsui Pessagno, 1977, p.85, pl.8, f.15-16; pl.9, f. 1-5.

Parvingula boesii (Parona) – O'Dogherty, 1994, p.111, pl.8, f.16.

Coneta hsui (Pessagno) Hull, 1995, p.16, pl.1, f.6, 10, 18, 22; pl.6, f.10.

Описание. Эта форма похожа как на *Ristola* sp. aff. *R. boesii* (Parona), так и на *R. hsui* (Pessagno), но отличается от них меньшим количеством сегментов и другим устройством пор, которые как бы соединены из трех рядов в один ряд, сплющенный по ширине и как бы растянутый по высоте на промежутках между выступающими ребрами. Именно эта черта позволила нам отнести этот вид к *R. hsui*.

Распространение. Средний валанжин Калифорнии; титон-берриас Охотского побережья Камчатки.

Надсемейство PLAGIACANTHOIDAE

Hertwig, 1879, emend. Petrushevskaya, 1971

Семейство PLAGIACANTHOIDAE

Hertwig, 1879, emend. Petrushevskaya, 1971

Род *Archicapsa* (Parona), 1890

Archicapsa sp. cf. *A.pachyderma* (Tan Sin Hok)

Табл. 2, фиг. 1

Сравнение. Это форма похожа на *Archicapsa pachyderma* Tan Sin Hok ([20], f.9-44; [26], pl.1, f.8.), A. sp. (Kido 1982, pl. 5, f. 12.), A. sp. A ([32], pl. 1, f. 17; [29], pl. 1, f. 9, 22, 23; [42], pl. 3, f. 3.), но в два раза больше размером.

Распространение. Средняя юра Японии, Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Archicapsa sp. A

Табл. 2, фиг. 2; табл. 7, фиг. 22-24

Сравнение. Форма близка к *Gongylorhox* (?) spp. - Kishio, 1982, pl. 8, f. 21 [25], но отличается губчатым строением стенки раковины.

Распространение. Конец ранней – начало средней юры Японии, средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Семейство CANUTIDAE Pessagno and Whalen, 1982

Род *Canutus* Pessagno and Whalen, 1982

Canutus sp. A

Табл. 7, фиг. 16

Сравнение. От всех известных видов отличается более широкой раковиной с мелкими поровыми рамками неправильной формы.

Распространение. Средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Семейство WILLIRIEDELLIDAE Dumitrica, 1970

Род *Holocryptocanium* Dumitrica, 1970

Holocryptocanium barbui Dumitrica

Табл. 6, фиг. 6; табл. 7, фиг. 8

Holocryptocanium barbui Dumitrica, 1970, p. 76, pl. 17, f. 105-108 a, b, pl. 21, f. 136; Pessagno, 1977, p. 40, pl. 6, f.18; Schaaf, 1981, p. 435, pl. 2, f. 1 a, b, pl. 10, f. 6 a, b; Yao, 1984, pl. 5, f. 1; Baumgartner, 1984, pl.4, f.14; Басов & Вишневская, 1991, т. XIY, ф. 1-7.

Holocryptocanium barbui japonicum Dumitrica – Nakaseko & Nishimura, 1981, p. 154, pl. 3, f. 5 a, b, 6, 7, a, b, pl. 14, f. 8.

Распространение. Титон-сеноман Тетиса, апт-сеноман палео-Пацифики, титон-берриас Охотского побережья Камчатки.

Holocryptocanium sp. cf. *H. barbui* Dumitrica

Табл. 6, фиг. 4; табл. 7, фиг. 7

Сравнение. Форма похожа на *Holocryptocanium* sp. - Mattson & Pessagno, 1979, f. 2 N, O [28], но благодаря отчетливому характеру округлых пор и наличию поровых рамок отнесена к *Holocryptocanium barbui*, от которого отличается только меньшим устьем.

Распространение. Готерив-баррем Пуэрто-Рико, титон-берриас Охотского побережья Камчатки.

Семейство XITIDAE Pessagno, 1977 [34]

Род *Xitus* Pessagno, 1977 [34]

Xitus primitivus Vishnevskaya

Табл. 3, фиг. 3-5; табл. 7, фиг. 21

Название от английского *primitive* - примитивная.

Голотип - 604/2-11-61, т. 3, ф. 4, паратипы 604/2-11-64, т.3, ф.3; 596/3.6V-53, т.3, ф. 5.

Xitus primitivus Vishnevskaya – Вишневская, 1996, pl. 3, f. 1-6; pl. 4, f.3.

Описание. Раковина многосегментная (от 7 до 9-10), эллипсовидно-коническая с субсферическим цефалисом; стенка раковины двуслойная: нижний слой имеет поры мелкие округлой формы приблизительно равновеликие, верхний слой - кситоидный по структуре, но поры расположены не всегда выдержано, часто хаотично. В средней части раковины может наблюдаться депрессия или отсутствие верхнего слоя, за счет чего образуется отчетливо видимая депрессия (45-55 мк). Часто сохраняется короткий (50-60 мк) рог.

Сравнение. От всех известных видов отличается хаотичной кситоидной структурой стенки и присутствием отверстия на центральной части раковины.

Размеры (мк). Голотип + 6 паратипов:

	Голотип	Средний	Максимальный	Минимальный
Длина раковины	430	465	540	390
Ширина раковины	240	250	280	220

Местоположение: 604/2, см. текст и рис 2.

Распространение. Байос-бат Корякии [6,11], средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Xitus sp. A

Табл. 3, фиг. 1-2; табл. 7, фиг. 26

Сравнение. Главное отличие - наличие массивного рога.

Распространение. Средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Xitus sp. B

Табл. 7, фиг. 25

Сравнение. От других видов отличается меньшим размером пор и другой их формой.

Распространение. Средняя юра Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Xitus sp. C

Табл. 5, фиг. 1; табл. 7, фиг. 5

Сравнение. Основная отличительная черта - наличие очень широкого цефалиса, равного по ширине трем нодозам.

Распространение. Титон-берриас Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

Xitus sp. D

Табл. 7, фиг. 10

Сравнение. От других видов этого рода отличается более архаичным характером размещения пор.

Распространение. Титон-берриас Омгонского хребта Охотского побережья Камчатки.

ЛИТЕРАТУРА

- Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука. 1991. С. 1-200.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н. Средневерхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта//Докл. АН СССР. 1991. Т.321, N 2. С.344-348.
- Бондаренко Г.Е., Соколов В.А. Новые данные о возрасте, структуре и геологическом положении вулканогенно-кремнистых образований Омгонского мыса Западной Камчатки//Докл. АН СССР. 1990. Т.315, N6. С.1434-1437.
- Вишневская В.С. Радиолярии Пери-Тетиса и их стратиграфическое значение//Докл. АН. 1996. Т.346, N5. С.112-121.
- Вишневская В.С. , Малиновский Ю.М. Нахodka радиолярий в опорном разрезе оксфорд-валанжинских отложений на п-ове Пакса, Анабарский залив, север Средней Сибири. Тезисы докладов МПО. Томск: 1995. С. 66.
- Вишневская В.С. , Филатова Н.И. Мезозойская радиоляриевая биостратиграфия северо-востока России// Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N1. С.16-43.
- Вишневская В.С. , Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Новые данные о стратиграфии юрско-неокомских отложений Анадырско-Корякского региона//Докл. АН СССР. 1992. Т.322, N4. С.749-754.
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ востока СССР. Л.: Недра,1972. С.1-244.
- Казинцова Л.И., Лобов Л.М. О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки. Тезисы докладов "Радиолярии и биостратиграфия", Свердловск: 1987. С.38-39.
- Кругликова С.Б. Палеоэкологические реконструкции на основе радиолярий//Морфология, экология и эволюция радиолярий. Л., 1984. С.41-54.
- Крымсалова В.Т. Радиолярии и стратиграфия пекульнейвеемской свиты Рарыттинского хребта Корякии// Тезисы докладов "Использование радиолярий в стратиграфии и палеобиологии.". Уфа, 1990. С.43-47.
- Петрушевская М.Г. Радиоляриевый анализ. Л.1986. С.1-199.
- Baumgartner P.O. A Middle Jurassic - Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary association and age of Tethyan radiolarites//Eclog. Geol. Helv. 1984. 77 (3). P. 729-837.
- Baumgartner P.O. INTERRAD Jurassic-Cretaceous Working Group.Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology//Memoire de Geologie (Lausanne), 1995. N.23. 1200 p.
- Bragin N.Y. Radiolaria from the phosphorites basal horizons of the Volgian Stage in the Moscow region// Revue de Micropaleontologie. 1997.
- Carter E.S., Cameron B.E. and Smith P.L. Lower and Middle Jurassic Radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia//Geol. Surv. Canada, Bull. 1988. N. 386. 108 p.
- Chabakov A.W. Die Radiolarien-Fauna aus mesozoischen Phosphorites des Kama- und Wiatka Gebietes//Annuaire de la Societe Paleontologique de Russie. Leningrad, 1937. V.XI. P.90-121.
- Dumitrica P. Cryptocephalic and cryptothoracic Nasellaria in some Mesozoic deposits of Ropmania//Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie, ser. Geol. 1970. V.14 (1). P. 45-124.
- Dyer R. and Copestake P. A review of latest Jurassic to earliest Cretaceous radiolaria and their biostratigraphic potential to petroleum exploration in the North Sea// Northwest European Micropaleontology and Palynology. London, 1989. P.214-235.
- Hori R., Lower Jurassic Radiolarian Zones of SW Japan // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan., N.S. 1990. V.159. P.562-586.
- Hull D.M. Morphological diversity and paleogeographical significance of the Family Parvingulidae (Radiolaria)//Micropaleontology. 1995. V. 41, N1. P. 1-48.
- Khudyayev J. On the Radiolaria in phosphates in the region of the Syssola River//Transactions of the Geological and Prospecting Service of U.S.S.R. 1931. Fascicle 46. P. 1-48.
- Kido S. Occurrence of Triassic chert and Jurassic

- siliceous shale at Kamiaso, Gifu Prefecture, Central Japan//Proc. first Jap. Radiolarian Symp., News of Osaka Micropaleont., 1982. Spec. Vol., No 5. P.135-151.
24. Kiessling W. and Scasso R. Ecological Perspectives of the Late Jurassic Radiolarian Faunas from the Antarctic Peninsula//GeoResearch Forum. Transtec Publications. 1996. V.1-2. Switzerland. P.317-326.
25. Kishida Y. and Sugano K. Radiolarian Zonation of Triassic and Jurassic in other side of Southern Japan// Proc. first Jap. Radiolarian Symp., News of Osaka Micropaleont., 1982. Spec. Vol., No 5. P. 271-300.
26. Kojima S., Wakita K., Okamura Y., Natal'in B., Zyabrev S., Zhang Q. and Shao J. Mesozoic radiolarians from the Khabarovsk complex, Eastern USSR: their significance in relation to the Mino Terrane, Central Japan//Jour. of the Geol. Soc. of Japan. 1991. N. 97. 72 p.
27. Kozlova G.E. Mesozoic radiolarian assemblage of the Timan-Pechora oil field//Preceeding of Sankt-Petersburg International Conference. St-Petersburg, 1994. P.60-75.
28. Mattson P.H. and Pessagno E.A., Jr., Jurassic and Early Cretaceous radiolarians in Puerto-Rican ophiolite - tectonic implications//Geology. 1979. N. 7 (9). P.440-444.
29. Matsuoka A. Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and the Niyodo Areas, Kochi Prefecture, Southwest Japan. Proc. first Jap. Radiolarian Symp., News of Osaka Micropaleont., 1982. Spec. Vol. No 5: 237-253.
30. Matsuoka A. Late Jurassic four-segmented Nassellarians (Radiolarians) from Shikoku, Japan//J. Geosci. Osaka City Univ. 1984. N.27. P.143-153.
31. O'Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Appennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain)//Memoires de Geologie (Lausanne). 1994. N. 21. 415 p.
32. Okimura Y., Suzuki S., Fujita H. and Yoshida Y. A preliminary report on the Mesozoic Radiolarians from the Kurakate-toge Formation and the Ikuridani Group of the Suzuka Mountains//Recent Progr. res. on Radiolarians and Rad. Ter. of Japan, News of Osaka Micropaleont.
1986. Spec. Vol., N 7. P.181-185.
33. Pessagno E.A., Jr., Upper Jurassic Radiolaria and Radiolarian Biostratigraphy of the California from the radiolarian cherts//Micropaleont. 1977. N.23 (2). P. 231-234.
34. Pessagno E.A., Jr. Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Great Valley Sequences and Franciscan Complex, California Coast Ranges//Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res. 1977. N.15. P.1-87.
35. Pessagno E.A., Blome C.D. and Longoria J.F. A revised Radiolarian Zonation for the Upper Jurassic of Western North America//Bull. Amer. Paleont. 1984. N. 87 (320). P.1-51.
36. Rust D. Neue Butrage zur Kenntnis der fossilen Radiolaries aus Gesteinen des Jura und der Kreide// Palaeontographica. 1898. Bd. 45. P.1-67.
37. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from Leg 62//Init. Rep. DSDP. Washington, D.C.: Gov. Printing Office. 1981. V. 62. P.419-470.
38. Vishnevskaya V. The Boreal/Tethyan type of the mesozoic Radiolarian associations. Abstracts//5-h Zonenshain Conference on T. Tectonics. Moscow, Kiev. 1995. P.207-208.
39. Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E. Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka//Ofioliti. 1998 (in press).
40. Vishnevskaya V., Filatova N. Mesozoic tirrane of the northwest Pacific continental margin (Russia): Radiolarian ages and sedimentary environments// The Island Arc. 1994. N3. P. 199-220.
41. Yao A. Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inyama Area, Central Japan. Part. II. Nassellaria// J. Geosci. Osaka City Univ. 1979. N. 22. P.21-72.
42. Yao A., Matsuoka A. and Nakatani T. Triassic and Jurassic Radiolarian assemblages in Southwest Japan// Proc. first Radiolarian Symp., News of Osaka Micro paleont. 1982. Spec. Vol., N 5. P.27-43.

Поступила в редакцию 18 ноября 1996 г.

Рекомендована к печати Попеко Л.И.

V.S. Vishnevskaya, N.A.Bogdanov, G.Ye.Bondarenko

Boreal mid Jurassic - Early Cretaceous Radiolaria of Kamchatka, Okhotsk Sea coast

Middle Jurassic radiolarians were collected from the red chert of the lowermost tectonic sheet of the Omgon Ridge. This is the first finding of Jurassic radiolaria in Kamchatka. All species are documented and 5 endemic species are described. The mid-Jurassic radiolarian assemblage is characterized by low diversity and strong dominance of nassellarians, which make up more than 90%. The dominant genera are represented by *Stichocapsa*, *Parvingula*, *Archaeodictyomitra* and *Xitus*. The Omgon Range (Okhotsk Sea coast, Western Kamchatka) includes intensely deformed tectonic units, some of which consist of volcanogenic rocks and siliceous sediments, whereas others are represented by terrigenous turbidites. All these formations were considered so far to be not older than Early Cretaceous. The volcanogenic and siliceous rocks form three separate tectonic sheets. Upper Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian assemblages were found in rocks associated with pillow basalts in the upper part of the third (from bottom) tectonic sheet. Their age is controlled by Buchias. The description of the Tithonian-Valanginian radiolarians is also carried out.

ПЕРМСКИЕ ИЗВЕСТНИКИ КИТАКАМИ (ЯПОНИЯ) И ПРИМОРЬЯ: СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА, Ca-Mg ОТНОШЕНИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

Ю.Д. Захаров*, Н.Г. Уханева*, А.В. Киселева, Г.В. Котляр***, А.П. Никитина**, Дж. Тазава****, В.И. Гвоздев*, А.В. Игнатьев*, А.К. Чербаджи***

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток;

**Приморский геологический комитет, г. Владивосток;

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, г. Санкт-Петербург;

****Университет г. Ниигата, 950-21 Ниигата, Япония

Артинско-раннеборское, ранне-, средне- и позднемидийские события, фиксируемые по аномально высокому значению $\delta^{13}\text{C}$ (3,5-4,7‰) и более или менее выраженному понижению Ca-Mg отношения в черных известняках формации Сакамотозава (средняя часть подразделения Кабаяма), в известняках нижней, средней и верхней частей формации Канокура гор Китаками и их эквивалентов в Приморье, могут быть объяснены высокой биологической продуктивностью морей в условиях трансгрессий и теплого гумидного климата того времени. Аналогичное раннеджульфинское событие, установленное в Южном Приморье, как и в ряде других районов мира (Западная Европа, Соляной кряж, Техас) в Японии выявить не удалось, поскольку значительная часть нижнеджульфинских отложений Китаками представлена терригенными отложениями.

Значительный интервал пермских отложений Дальнего Востока (Япония, Приморье) представлен органогенными известняками, являющимися отличным объектом для палеонтологических и геохимических исследований.

Пермские известняки Японии, охарактеризованные различными беспозвоночными, в том числе фораминиферами, наиболее полно развиты в горах Китаками (северо-восточная часть о-ва Хонсю) [34, 36-38, 40, 43]. Нижняя пермь здесь представлена морской формацией Сакамотозава (Сакамотодзава), сложенной в нижней своей части в основном терригенными отложениями подразделения Кавагучи, а в верхней - известняками подразделения Кабаяма [36, 37].

Верхняя пермь Китаками представлена преимущественно известняками формации Канокура (зоны *Monodioxodina matsubaishi*, *Pseudofusulina paramotohashii* и *Lepidolina multisepata*) и терригенными отложениями формации Тойома [32-34, 36, 37].

Аммоноидеи в отложениях перми Японии редки, вместе с тем они имеют важное стратиграфическое значение. В нижнепермской формации Сакамотозава Китаками они не обнаружены. Она охарактеризована кораллами, фузулинидами, брахиоподами, остракодами, двустворчатыми и брюхоногими моллюсками и наутилоидиями [36]. Лишь за пределами Китаками известны некоторые раннепермские аммоноидеи - *Popanoceras*, *Agathiceras* [35].

В средней части формации Канокура (верхние подразделения Каттисава (Каттизава), зона

Pseudofusulina paramotohashii) обнаружен типичный представитель кептенского времени поздней перми - *Timorites intermedium* (Waagen) [24, 27, 29]. На этом же стратиграфическом уровне в других местонахождениях района Китаками установлены представители *Agathiceras*, *Pseudogastrioceras*, *Stacheoceras*, *Waagenoceras?*, *Propinacoceras*, *Parapronorites* (= "Medlicottia"), *Paraceltites* и *Cibolites* [29]. В верхней части формации Канокура (верхние известняки Ивайзаки (Ивайдзаки), зона *Lepidolina multisepata*) известны *Agathiceras* и *Propinacoceras* [24].

Представители важнейших групп аммоноидей недавно были обнаружены в нижней части формации Тойома района Ишихама-Утатсу, примерно в 100 м стратиграфически выше ее подошвы [26, 27]. Из этого пункта были описаны следующие виды: *Araxoceras cf. rotoides* Ruzhencev, *Araxoceras* sp., *Vescotoceras japonicum* (Bando et Ehiro), *Vescotoceras* spp. и *Timorites intermedium* (Waagen). Все эти виды, за исключением последнего, представляют собой типичный раннеджульфинский комплекс. Принимая во внимание, что данные аммоноидеи происходят из прослоя конгломератобрекчий, можно предположить, что по крайней мере *Timorites intermedium* мог оказаться переотложенным из более древних отложений (включая отложения формации Канокура). В районе Огатсу на этом же стратиграфическом уровне встречен *Stacheoceras otomoi* Ehiro [27], в районе Окаго - *Xenodiscus cf. carbonarius* Waagen [27], в районе

Яхаги - *Waagenoceras?*, *Stacheoceras* и *Propinacoceras* [27].

Средняя часть формации Тойома в районе Кесенnuma (берег Хираисо) характеризуется араксоцератидами - *Eusanyangites cf. bandoi* Zakharov et Pavlov (= "Araxoceras cf. kiangsiense" [39]).

В верхней части формации Тойома, соответствующей зоне *Colaniella parva* дорашамского яруса, плохо сохранившиеся остатки цефалопод, согласно проведенной ревизии [47], принадлежат, скорее всего, *Xenodiscus?* sp. (= "Paratirolites?" sp.) [26]), *Medlicottidae* gen. sp. indet. (= "Rotodiscoceras" sp.) [25]), *Nautilida* (*Metacoceras?* sp.) (= "Paratirolites?" sp.) [26]).

Изотопный состав углерода пермских карбонатов Китаками до сих пор никем не исследовался.

Принято считать, что верхи нижней перми (абрекский горизонт) в Южном Приморье представлены только континентальными и мелководно-морскими (литоральными) осадочными и вулканогенными породами, с крайне редкими остатками морских беспозвоночных (брахиоподы, двустворки). Вместе с тем, на левобережье р. Партизанской (руч. Пильников) в пределах этого стратиграфического интервала недавно были обнаружены фауны нижней сублиторали - алевролиты с конкрециями, содержащими большие скопления брахиопод и двустворок, из аммоидей здесь был установлен кунгурский *Epijuresanites pilnikovensis* Zakharov [7]. Присутствие морских отложений раннепермского возраста в бассейне р. Партизанской, охарактеризованных разнообразными беспозвоночными, подтверждается и находкой ставроксонных и сферических форм радиолярий, встреченных совместно со спикулами губок в фосфатно-карбонатных конкрециях на левобережье р. Икрянки [7].

Средняя часть перми в Южном Приморье представлена породами владивостокского и чандалазского горизонтов.

Владивостокский горизонт сложен вулканогенно-осадочными отложениями преимущественно субаэрального происхождения [2]. В районе бухты Тавайза в составе верхневладивостокской подсвиты известны известняки (от линз мощностью до 2-3 м до достаточно крупных тел, мощность которых не менее 70-80 м), содержащие редкие остатки мшанок и фораминифер, в том числе представителей рода *Monodexodina*. В палеонтологическом отношении этот разрез недостаточно полно исследован. Предполагается, что из нижней части владивостокского горизонта происходит своеобразный представитель гониатитов - *Daubichites orientalis* Popov [8, 14].

Наиболее мощные толщи пермских известняков Южного Приморья известны в составе чандалазского горизонта бассейна р. Партизанской. Здесь были выделены три фузулинидовые зоны: (1)

Monodexodina sutschanica- *Neomisellina dutkevitchi*, (2) *Parafusulina stricta* и (3) *Neomisellina lepida*-*Lepidolina kumaensis* [3, 10, 16-18] (в едином разрезе на правобережье р. Партизанской, гора Сенькина Шапка). Наряду с фораминиферами здесь часто встречаются также мшанки, кораллы и брахиоподы [10]. Массив разбит на блоки, нарушением "срезана" нижняя часть нижней зоны, вследствие чего не ясна полная мощность ее в стратотипе; небольшая подвижка (без изменения элементов залегания) отмечается на контакте с вышележащей зоной; проявления тектоники наблюдаются и внутри верхней зоны, нарушением "срезана" и верхняя часть верхней зоны. И все же, несмотря на довольно многочисленные срывы, существует полная уверенность в принятой последовательности зон.

Типичными представителями нижней зоны чандалазского горизонта в Южном Приморье являются *Monodexodina* и *Neomisellina*, средней зоны - *Rausrella*, *Kahlerina*, *Minojaponella* и *Parafusulina*. Из аммоидей, по-видимому, в составе зоны *Parafusulina stricta* (гора Брат) был обнаружен *Neocrinites* (*Neocrinites*) *kropatchevae* Zakharov [8]. В терригенных отложениях этого же стратиграфического уровня в Южном Приморье установлены *Timorites markevichi* Zakharov [13] и *Parapronorites* sp.

Довольно представителен комплекс верхней зоны, отличающийся массовым развитием *Neomisellina* и особенно *Lepidolina*, которые ниже по разрезу встречаются очень редко, а также *Yabeina*, реже - *Neoschwagerina*. Здесь многочисленны и разнообразны также *Sichotenna*, *Reichelina*, *Parreichelina*, *Codonofusiella*, *Lantchichites*, *Pseudofusulina*, *Chusunella* и *Parafusulina* (отдельные виды этих родов встречаются и в двух нижних зонах, но значительно реже) [3, 10, 16]. Представители всех этих родов вместе с "мелкими" фораминиферами *Neoendothyra*, *Partizaniya*, *Maichelina*, *Pachyphloia*, *Dagmarita* и др. [19] и определяют основной состав разнообразного комплекса верхней зоны чандалазского горизонта, свидетельствуя о его позднемидийском (позднекептенском) возрасте. Вместе с тем, несмотря на противоречивые мнения различных авторов [17, 23, 36, 41, 42, 46], нужно признать, что лепидолиновая фауна, широко распространенная в Тихоокеанском регионе (Приморье, Япония, Южный Китай, Камбоджа, Таиланд, Малайзия, Суматра, Новая Зеландия), сама по себе, по-видимому, не является жестким репером верхнемидийского уровня, поскольку первые ее представители появились в начале мидийского века (одновременно с некоторыми *Monodexodina*, *Codonofusiella* и *Rausrella*), а новейшие ее виды, очевидно, перешли рубеж мидийского и джульфинского веков.

В юго-западном Приморье по фузулинидам выделяются только два нижних уровня чандалаз-

кого горизонта. Аналоги зоны *M. sutschanica* - *N. dutkevitchi* легко узнаются здесь по массовому развитию *Monodioxodina*. Второй вид-индекс в первом подразделении не обнаружен (комплекс отличается обедненным составом). Однако мидийский возраст подразделения подтверждается присутствием на этом уровне типично мидийских фораминифер - *Codonofusiella* и *Abadehella*. Второе подразделение, известное здесь как слои со *Skinnerella*, условно коррелируется с зоной *Parafusulina stricta*. Некоторая условность корреляции определяется тем, что сопоставляются эти отложения не столько по сходству комплексов фузулинид (они существенно различаются), сколько по положению тех и других выше слоев с *Monodioxodina*. Исходя из того, что в Юго-Западном Приморье (левобережье р. Широкой) слои со *Skinnerella* выше по разрезу постепенно сменяются слоями с мшанками комплекса *Girtypora regula* (уровень зоны *N. lepida*-*L. kumensis*), можно считать, что взаимоотношения двух нижних подразделений чандалазского горизонта в Приморье согласные.

Людянзинский горизонт слагает верхнюю часть перми в Южном Приморье. В нижней своей части он представлен известняками Находкинского рифа (слои без аммонидей, слои со *Stacheoceras orientale* и слои с *Xenodiscus subcarbonarius* [8], а в верхней - терригенными отложениями (слои с *Cyclolobus kiselevae*, слои с *Eusanyangites bandoi*, слои с *Iranites?* sp., слои с *Huananoceras quianjiangense*) [5, 8, 48, 50]. Виды конгленигитин семейства *Aragoserratidae* (*E. bandoi* Zakharov et Pavlov) служат надежным репером верхнеджульфинского уровня [8], *Huananoceras* - верхнедорашамского уровня [50, 51].

Остатки фузулинид встречаются в отложениях людянзинского горизонта чрезвычайно редко. В известняках Находкинского рифа это, в основном, представители рода *Pseudofusulina*, вымершего в джульфинском веке. Здесь же был встречен единственный вид мидийско-раннеджульфинского рода *Lepidolina*. Чаще всего здесь встречаются остатки мелких фораминифер - *Lasiodiscus primoriensis* A. Nikitina, *L. minor* Reichen, *L. tenuis* Reichen, *Lasiotrochus parvus* A. Nikitina, *Glomotrocholina galeiformis* A. Nikitina, *Neoendothyra chomatifera* A. Nikitina, *Geiitzina* sp., *Nodosaria dzhulfensis* Reitlinger и др. [10, 19]. В слоях с *Cyclolobus kiselevae* единичные мелкие фораминиферы (*Neoendothyra aff. compressa* Sosnina, *Hemigordius* sp., *Kamurana* sp.) обнаружены лишь в маломощных прослоях тонкокристаллических известняков и конкрециях известково-мергелистого состава [8]. Скопления фораминифер *Globivalvulina*, *Dagmarita*, *Climacammina*, *Agathamina*, *Hemigordius*, *Kamurana?*, *Nodosaria*, *Colaniella*, *Pseudocolaniella*, *Robuloides*, *Reichelina*, *Codonofusiella*, *Paradunbarula*, *Staffella*, *Nankinella*

характерны лишь для интервала слоев с *Colaniella parva* [8], соответствующего, вероятно, нижней части слоев с *Huananoceras quianjiangense* [50].

Отложения людянзинского горизонта, в том числе все слои известняков Находкинского рифа, характеризуются своеобразным комплексом мшанок - *Pseudobatostomella innae* - *Streblascopora shishovae* [9]. Из прочих групп беспозвоночных, характерных в первую очередь для известняков Находкинского рифа, следует упомянуть разнообразных представителей *Sphinctozoa* - *Thaumastocoelia*, *Solassia*, *Henricellum*, *Celyphia*, *Follicatena*, *Apo-coelia*, *Colaspongia*, *Amblysiphonella*, *Belyaeva-spongia*, *Intrasporeocoelia*, *Rhabdactinia*, *Cystothalamia*, *Polycystocoelia*, *?Cystauletes*, *Imbricatocoelia* [1, 45]. В известняках встречаются также остатки кораллов, крионидей, брахиопод, различных моллюсков и некоторых других беспозвоночных [8, 10].

В Таиланде *Amblysiphonella*, *Belyaeva-spongia* и *Intrasporeocoelia* характерны для дорашамских слоев верхней перми, содержащих *Palaeofusulina* sp. и *Colaniella ex gr. parva* Colani [44, 45]; вместе с тем в Китае *Amblysiphonella* является наиболее характерным родом для рифов средней и верхней частей перми [45].

Известняки всех ярусов перми известны в ряде террейнов Сихоте-Алиня (в виде блоков в составе олистостромовых толщ юрского и мелового возраста) [4, 11, 12, 20].

Конодонты в пермских известняках Приморья редки [15]; их определения, по мнению Х. Коцура, требуют уточнения.

Согласно недавно полученным данным [6, 52], установлено несколько пиков высокого содержания тяжелого изотопа углерода в известняках чандалазского и людянзинского (Находкинский риф) горизонтов в Южном Приморье.

Несмотря на определенное сходство фаций перми Китаками и Южного Приморья, имеются определенные трудности в корреляции пермских разрезов этих районов, что объясняется рядом причин, из которых в настоящее время можно указать лишь следующие: (1) значительное различие видового состава фораминифер из пермских известняков этих районов, свидетельствующее, по-видимому, о их накоплении в удаленных друг от друга географических частях морского бассейна; (2) редкая встречаемость в сравниваемых разрезах остатков аммонидей и конодонтов; (3) отсутствие непрерывных опорных разрезов всей нижней и верхней перми, не позволяющее наблюдать взаимоотношение некоторых формаций и свит.

Целью настоящей статьи является уточнение корреляции пермских отложений Японии (Китаками) и Приморья (рис. 1) на основе нового палеонтол-

логического материала, оригинальных данных, полученных с помощью изотопно-углеродного метода, а также недавно опубликованного материала [6] по верхней перми Приморья. В статье впервые приведены данные о содержании тяжелого изотопа углерода в хорошо сохранившихся раковинах брахиопод из нижней перми Южного Приморья и в пермских известняках формаций Сакамотозава и Канокура Японии, опробованных во время Российской-Японской экспедиции 1995 г. Отобранные пробы были использованы и для определения Ca-Mg отношений, а также для изготовления ориентированных прозрачных шлифов с целью определения

изменения видового состава микрофауны (фораминиферы, мшанки) непосредственно в анализируемых образцах.

Авторы статьи признательны проф. К. Камада (ун-т в г.Хирасаки) за помощь, оказанную во время полевых работ в Китаками, Г.В. Беляевой за критические замечания и консультации по Находкинскому рифу, В.В. Голозубову - за консультации по строению аккреционных комплексов Сихоте-Алиня, Л.И. Сокур - за помощь при оформлении рукописи.

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И СА-МГ ОТНОШЕНИЯ КАРБОНАТОВ НИЖНЕЙ ПЕРМИ

Канокурасава-Каттисава

Исследования проводились на материале, происходящем непосредственно из стратотипа формации Сакамотозава, расположенного в долине Канокурасава-Каттисава гор Китаками (северо-восточная окраина о-ва Хонсю).

Пробы были отобраны из разных стратиграфических уровней черных известняков подразделения Кабаяма, слагающих верхнюю часть формации Сакамотозава и охарактеризованных фузулинидами *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien et Dyrhrenfurth) и "*P.*" *kraffti* (Schellwien et Dyrhrenfurth) [37]. Анализами выявлено высокое содержание тяжелого изотопа углерода в пределах всего исследованного 190-метрового интервала (табл. 1). Максимальное значение $\delta^{13}\text{C}$ (4,7‰) установлено в средней части известняков Кабаяма, минимальное его значение (3,3‰) выявлено в верхней их части (рис.2).

Отмечается определенная коррелятивная связь между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и характером изменения магнезиальности известняка нижнепермской формации Сакамотозава (обратная коррелятивная связь между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и Ca/Mg) (рис.2, табл. 2).

Левобережье р. Партизанской (ручей Пильников)

В разрезах нижней перми Южного Приморья, в отличие от соответствующих разрезов Японии, известняки отсутствуют, что создает определенные трудности для послойных геохимических исследований. Единственная исследованная проба, пригодная для подобного рода исследований, была отобрана из нескольких хорошо сохранившихся раковин кунгурских (баторских) брахиопод *Rhynchopora variabilis* Stuckenbergs, собранных из конкремций алевролитов ручья Пильников (слои с *Eriiresanites pilnikovensis*) левобережья р. Партизанской. Эти алевролиты, имеющие мощность около 15 м, с размытом залегают на таудеминских гранитоидах [7]. $\delta^{13}\text{C}$ исследованного материала составляет +2,4‰.

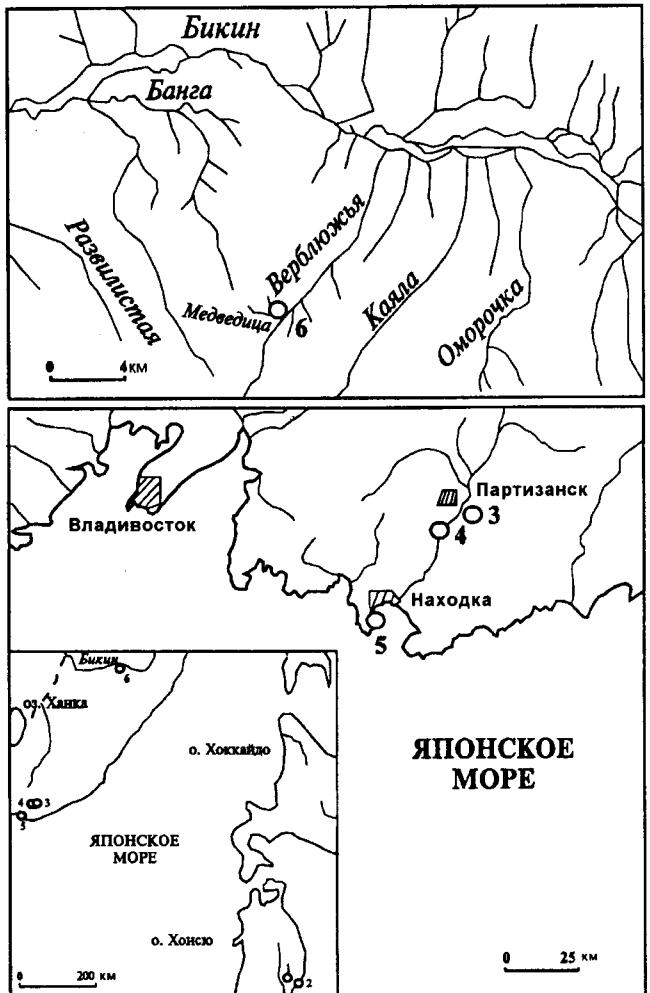


Рис. 1. Местоположение исследованных разрезов Дальнего Востока.

1 - долина Канокурасава-Каттисава (Китаками), 2 - мыс Ивайзаки (Китаками), 3 - руч. Пильников (юг Приморья), 4 - утес Сенькина Шапка (юг Приморья), 5 - Находкинский риф (юг Приморья), 6 - руч. Медведица, участок Тиссовый (север Приморья).

Таблица 1. Соотношение изотопов углерода и кислорода в известняках и раковинах брахиопод нижней перми Китаками и Южного Приморья

Проба №	Материал	Район	Зона, слой формация, (ярус, подразделение)	Палеонтологическая характеристика пробы	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$ ‰	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$ ‰	$\delta^{18}\text{O(SMOW)}$ ‰
П 1903	Кальцит (раковина) Известняк черный	Приморье, руч. Пильников Китаками, район Канокурасава - Каттисава	<i>Epiphytesanites pilnikovensis</i> (богорский) Сакамотозава (Кабаяма)	<i>Rhynchopora variabilis</i> Stuckenbergs Мшанки, криноидии, кораллы?, известковые водоросли Мелкие чечевицеобразные фузулиниды Мшанки, криноидии, кораллы?, известковые водоросли	+2,4 +4,4 +3,9 +4,7 +3,3	-7,2 -7,4 -8,2 -10,5 -6,9	+22,1 +21,9 +21,1 +18,7 +22,4
1-1			"	"			
1-2			"	"			
1-4			"	"			
1-6			"	"			

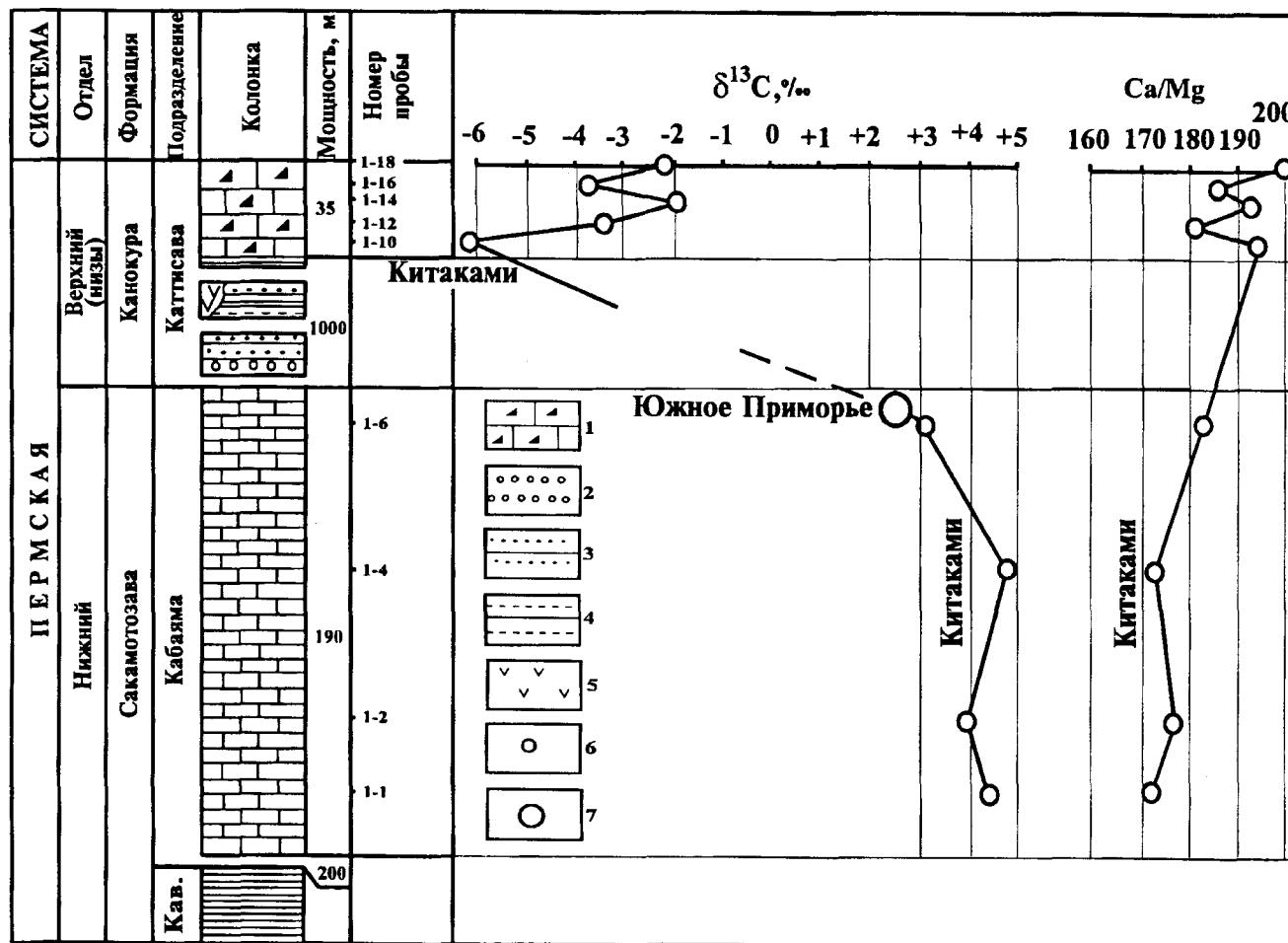


Рис. 2. $\delta^{13}\text{C}$ и Ca-Mg отношения известняков нижней и верхней перми долины Канокурасава - Каттисава в Китаками (с указанием данных по нижней перми Южного Приморья).

1 - метаморфизованные известняки, 2 - конгломераты, 3 - песчаники, 4 - алевролиты, 5 - дайки, 6 - данные по пермским известнякам Китаками, 7 - данные по раковинам раннепермских брахиопод Южного Приморья. Кав. - Кавагучи (глинистые сланцы). Остальные условные обозначения приведены на рис. 4.

Таблица 2. Содержание Ca и Mg в известняках нижней перми Китаками (район Канокурасава-Каттисава)

Проба №	Формация (подразделение)	Ca, %	Mg, %	Ca/Mg
1-1	Сакамотозава (Кабаяма)	37,72	0,220	171,45
1-2	"	38,13	0,216	176,53
1-4	"	38,02	0,220	172,82
1-6	"	38,40	0,210	182,86

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И Ca-Mg ОТНОШЕНИЯ КАРБОНАТОВ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ

Канокурасава-Каттисава

Разрез нижней части формации Канокура в долине Канокурасава-Каттисава, как выяснилось, не является объектом, заслуживающим внимания в геохимическом отношении по двум причинам: во-первых, терригенная толща подразделения Каттисава (зона *Monodioxodina matsubaishi*), подстилающая известняки подразделения Ивайзаки, пронизана многочисленными дайками магматических пород среднего состава, под воздействием которых известняки верхней перми подверглись влиянию метаморфизма; во-вторых, слои, слагающие нижнюю часть формации Канокура, в указанном местонахождении тектонически значительно нарушены (разрез по крайней мере сдвоен).

Данные анализов показывают, что известняки нижней части подразделения Ивайзаки (зона *Lepidolina multiseptata*) в долине Канокурасава - Каттисава характеризуются существенно пониженным значением $\delta^{13}\text{C}$, причем наиболее низкое его значение (-6,2‰) приходится на основание известняковой толщи, т.е. на слои, наиболее существенно подвергшиеся метаморфизму. $\delta^{13}\text{C}$ более отдаленных от интуризий слоев составляет -2,2‰ (рис. 2, табл. 3).

Определенной корреляционной связи между изотопным составом и Ca-Mg отношением карбонатов в этом интервале разреза не наблюдается.

Ивайзаки

Стратотипический разрез формации Канокура расположен в районе мыса Ивайзаки. Поскольку данная территория представляет собой национальный парк (Сандику Каиган), мы имели возможность отобрать лишь мелкие образцы для геохимических исследований и изготовления шлифов с целью палеонтологического контроля.

Результаты изотопного анализа показали, что наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ приходятся на нижнюю часть зоны *Pseudofusulina paramotohashii* (4,5‰), низы и среднюю часть зоны *Lepidolina multiseptata* (3,7 и 4,1‰); с предполагаемой границей мидийского и джульфинского ярусов связывается существенное снижение содержания тяжелого изотопа углерода (рис. 3, табл. 4). Наиболее низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ (-1,2‰) приходится на слой, расположенный 1, 2 м выше этой границы (в 5,8 м ниже подошвы формации Тойома).

Отмечается обратная коррелятивная связь между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и Ca-Mg отношениями карбонатов почти на всех исследованных стратиграфических уровнях.

Таблица 3. Соотношение изотопов углерода и кислорода и содержание Ca и Mg в частично метаморфизованных известняках формации Канокура (низы Ивайзаки) района Канокурасава-Каттисава

Проба №	Литологическая и палеонтологическая характеристика пробы	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$ ‰	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$ ‰	$\delta^{18}\text{O(SMOW)}$ ‰	Ca, %	Mg, %	Ca/Mg
1-10	Известняк серый; пермские мшанки, криноиды, кораллы?, известковые водоросли	-6,2	-7,1	+22,2	37,21	0,192	193,80
1-12	"	-3,4	-7,6	+21,7	38,20	0,210	181,90
1-14	"	-2,0	-12,3	+16,8	36,92	0,192	192,29
1-16	"	-2,9	-7,9	+22,2	38,01	0,204	186,32
1-18	"	-2,2	-8,8	+20,4	37,11	0,195	190,31

физических уровнях (исключение составляют пачки "е" и "г", причина неясна) (рис.3, табл.5).

Сенькина Шапка - Находка

Как было отмечено нами ранее [6, 49, 52], в известняках чандалазского и людянзинского (Находкинский риф) горизонтов в Южном Приморье установлено четыре пика повышенного и высокого значения $\delta^{13}\text{C}$. Первый из них (2,2‰) приходится на зону *Monodexodina sutschanica* - *Neomisellina dutkevitchi* (пачка 4) (рис. 4); следующие два близких пика (3,2 и 3,8‰) обнаружены в верхней части зоны *Neomisellina lepida* - *Lepidolina kumaensis* (пачки 11 и 12); четвертый пик (4,0‰) приходится на слои без аммоноидей Находкинского рифа (пачка 19).

Результаты по изотопному составу углерода некоторых пачек верхнепермских известняков Южного Приморья хорошо согласуются (обратная корелятивная связь) с данными по содержанию Ca и

Mg в этих отложениях (рис. 4). Прежде всего это касается верхней части чандалазского (пачки 15 и 16) и низов людянзинского (пачки 19 и 20) горизонтов.

Медведица, участок Тиссовой (бассейн р. Бикин)

Изотопный состав углерода в пермских известняках Сихоте-Алиня показан на примере левобережья р. Верблюжьей (руч. Медведица), левого притока р.Бикин.

Исследования проводились на материале, происходящем из верхнепермских известняков магистральной канавы (№ 2), пройденной на левом борту руч. Медведица, притока р. Верблюжьей, в 700 м выше его устья (рис.1). Опробованная пластина известняков из самаркинского аккреционного комплекса средне-позднеюрского возраста имеет мощность около первых десятков метров.

Непосредственно в данном разрезе органические остатки не исследовались. Немногочисленные

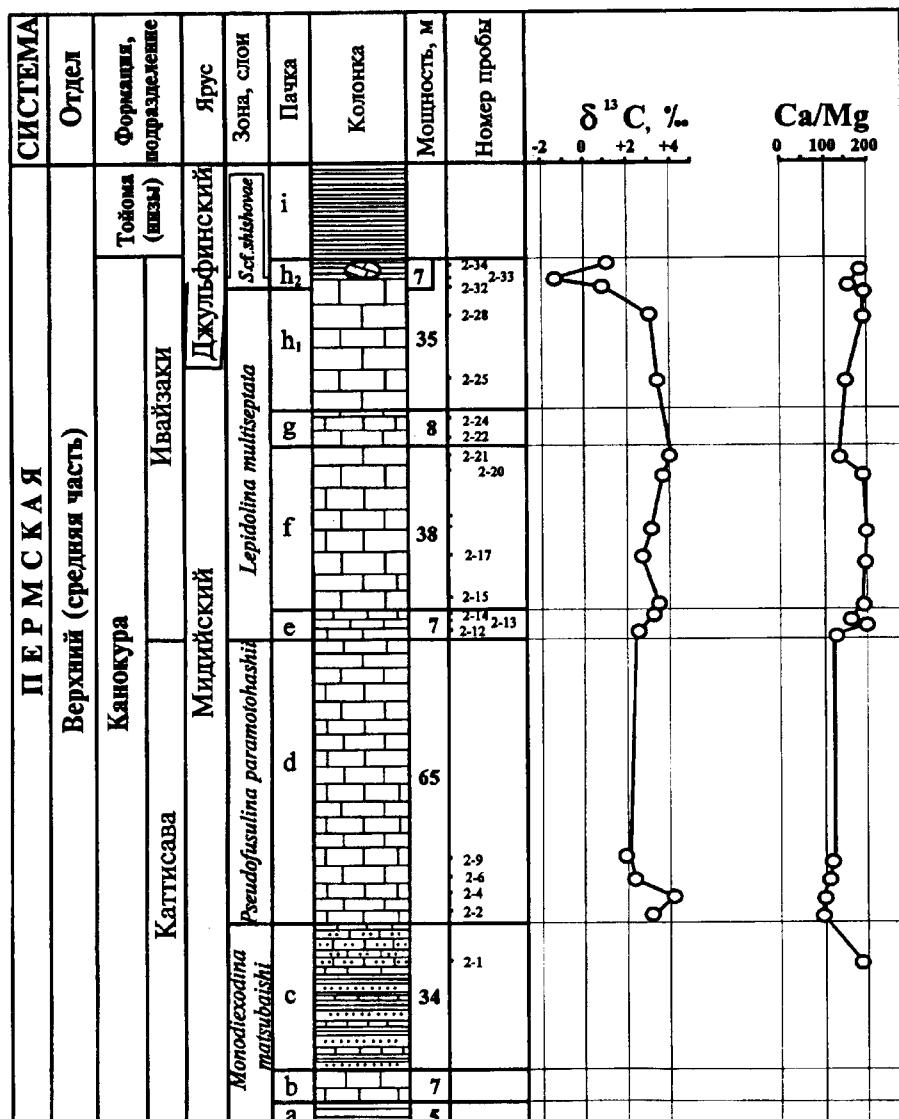


Рис. 3. $\delta^{13}\text{C}$ и Ca-Mg отношения известняков верхней перми района мыса Ивайзаки и Китаками. Обозначения приведены на рис. 4.

остатки позднепермских фораминифер и брахиопод в этом районе установлены в известняках рудного поля месторождения "Восток" (бассейн руч. Восток-2). Из фораминифер в этом местонахождении (сборы А.Е. Левшука, 1987 г.; определения А.П. Никитиной) были установлены *Rauserella* sp., *Pseudodoliolina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Robuloides* sp. и представители отряда *Textulariida*, из брахиопод (сборы А.Я. Газа, 1985 г.; определения Б.В. Кочиркевича) - *Productacea* и *Davidsoniacea*, среди последних встречаются брахиоподы (условно отнесенные к роду *Derbyia*), характерные для чандалазской сви-

ты Южного Приморья. Принимая во внимание тот факт, что среди исследованных фораминифер не оказалось остатков *Lepidolina*, характерных для верхней части разреза мидийских отложений Южного Приморья, можно предполагать, что вмещающие их известняки соответствуют нижней части чандалазского горизонта (низы мидийского яруса).

Максимальное значение $\delta^{13}\text{C}$ установлено в темно-серых (3,6‰) и серых (3,4‰) известняках левого борта руч. Медведица (табл. 4). В третьей пробе, отобранный здесь же из светло-серых разностей, значение $\delta^{13}\text{C}$ составило 2,8‰.

Таблица 4. Соотношение изотопов углерода и кислорода в известняках верхней перми Китаками (район Ивайзаки) и Сихоте-Алиня (бассейн р. Бикин)

Проба №	Район, формация, подразделение (зона)	Литологическая и палеонтологическая характеристика пробы	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$ ‰	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$ ‰	$\delta^{18}\text{O(SMOW)}$ ‰
1	2	3	4	5	6
2-2	Китаками Канокура, Каттисава, "d" (<i>Pseudofusulina</i> <i>paramotohashii</i>)	Известняк серый	+3,5	-5,3	+24,0
2-4	"-	"-	+4,5	-4,6	+24,8
2-6	"-	"-	+2,8	-7,2	+22,1
2-9	"-	Известняк светло-серый; мидийские беспозвоночные: фораминиферы - <i>Tetrataxis</i> sp., <i>Textulariida</i> , <i>Lagenida</i> , криноидеи; мшанки перекрывающего слоя - <i>Fistulipora</i> cf. <i>timorensis</i> Bassler	+2,4	-8,1	+21,2
2-12	Китаками Канокура, Ивайзаки, "e" (<i>Lepidolina</i> <i>multiseptata</i>)	Известняк серый; мидийские мшанки - <i>Rhabdomeson</i> sp.	+2,8	-7,3	+22,0
2-14	"-	Известняк черный; мидийские фораминиферы - <i>Codonofusiella</i> sp., <i>Pseudofusulinae</i> , <i>Textulariida</i> , <i>Pachyphloia</i> cf. <i>gloria</i> Sosn., <i>P. aff. minutissima</i> Sosn., <i>Tetrataxis</i> sp., <i>Abadehella</i> cf. <i>coniformis</i> Okimura	+3,5	-7,3	+22,0

Продолжение таблицы 4.

1	2	3	4	5	6
2-15	Канокура, Ивайзаки "f" (<i>Lepidolina</i> <i>multiseptata</i>)	Известняк темно-серый; мидийские фораминиферы - <i>Reichelina?</i> sp., <i>Fusulinidae</i> , <i>Pachyphloia</i> sp., <i>Tetrataxis</i> ex gr. <i>conica</i> Ehr., <i>Abadehella</i> cf. <i>coniformis</i> Okimura	+3,7	-6,4	+22,9
2-17	"-	Известняк светло-серый; позднепермские фораминиферы - <i>Zarodella?</i> sp., <i>Neoschwagerinidae</i> , <i>Tetrataxis</i> ex gr. <i>conica</i> Ehr.	+2,9	-7,2	+22,1
2-18	"-	Известняк черный; мидийские фораминиферы - <i>Lepidolina multiseptata</i> (Deprat) (большие скопления), <i>Lepidolina</i> sp., <i>Neoschwagerina?</i> sp., <i>Sumatrina</i> ex gr. <i>annae</i> Volz, <i>Pachyphloia</i> sp.	+3,3	-8,8	+20,4
2-20	"-	Известняк темно-серый	+3,9	-9,7	+19,5
2-21	"-	Известняк черный	+4,1	-8,3	+20,9
2-28	"-	Известняк черный; мидийские мшанки - <i>Hayasakapora?</i> sp., <i>Pseudobatostomella</i> sp.; криноидей	+3,1	-10,5	+18,7
2-32	Китаками Канокура, Ивайзаки "h ₂ "	Известняк черный; джульфинские мшанки - <i>Streblascopora</i> cf. <i>shishovae</i> Kiseleva	+1,1	-9,9	+19,3
2-33	"-	Известняк черный; криноидей	-1,2	-11,3	+17,9
2-34	"- (из глыбы, заключенной в сланцах)	-	+1,1	-11,1	+18,1

КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
КИТАКАМИ И ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Известняки верхней части формации Сакамотозава (подразделение Кабаяма) гор Китаками с ассельско-боловскими фузулинидами, как отмечалось выше, обогащены органическим веществом

(имеют черный цвет) и характеризуются аномально высоким содержанием тяжелого изотопа углерода. Наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (до +4,7‰) установлены в средней части подразделения, что, возможно, соответствует артинскому ярусу. В верхней части известняков подразделения Кабаяма значения $\delta^{13}\text{C}$ снижаются (до +3,3‰). Еще более

Окончание таблицы 4.

1	2	3	4	5	6
B-27785a	Бикин (руч. Медведица). Пластина по-	Известняк темно-се- рый	+3,6	-	+23,7
B-277856	"	Известняк серый	+3,4	-	+23,1
B-27785b	"	Известняк светло-се- рый	+2,8	-	+23,1

Таблица 5. Содержание Ca и Mg в известняках верхней перми Китаками (район Ивайзаки)

Проба №	Формация, подразделение (зона)	Ca, %	Mg, %	Ca/Mg
2-1	Канокура, Каттисава, "e" (<i>Monodexodina matsuishi</i>)	39,15	0,270	145,00
2-2	Канокура, Каттисава, "d" (<i>Pseudofusulina paramotohashii</i>)	39,28	0,256	153,44
2-4	" "	39,22	0,261	150,27
2-6	" "	38,83	0,264	147,08
2-9	" "	38,00	0,212	179,25
2-12	Канокура, Ивайзаки, "e" (<i>Lepidolina multiseptata</i>)	38,45	0,225	170,89
2-13	" "	37,94	0,209	181,53
2-14	" "	37,60	0,205	183,41
2-15	Канокура, Ивайзаки, "f" (<i>Lepidolina multiseptata</i>)	37,28	0,205	181,85
2-17	" "	37,72	0,215	175,44
2-18	" "	37,80	0,212	178,30
2-20	" "	37,56	0,206	182,33
2-21	" "	37,93	0,206	184,13
2-25	Канокура, Ивайзаки, "h" (<i>Lepidolina multiseptata</i>)	37,88	0,201	188,46
2-28	" "	37,68	0,198	190,30
2-32	Канокура, Ивайзаки, "h ₂ "	39,14	0,270	144,96
2-33	" "	39,06	0,251	155,62
2-34	"- (из глыбы, заключенной в сланцах)	38,78	0,268	144,70

низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (+2,4‰) установлены в раковинах борских брахиопод Южного Приморья. На основе имеющихся данных борские слои с *Epijuresanites pilnikovensis* Южного Приморья предлагаются коррелировать с кровлей формации Сакамотозава гор Китаками (рис. 5).

Установление первого появления аномально высокого значения $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части зоны *Pseudofusulina paramotohashii* Китаками может свидетельствовать о соответствии этой части разреза зоне *Monodexodina sutchanica* - *Neomisellina dutke-*

vichi Южного Приморья, где также было обнаружено повышенное содержание тяжелого изотопа углерода. Вслед за этим и в Японии и в Южном Приморье отмечаются два сближенных во времени события, проявившихся в появлении аномально высоких содержаний тяжелого изотопа углерода в пачке "f" зоны *Lepidolina multiseptata* Китаками и пачках 11 и 12 зоны *Neomisellina lepida* - *Lepidolina kumaensis* Партизанского района. Если данная интерпретация верна, зона *Monodexodina matsuishi* Китаками имеет определенно более древний возраст, чем зона *Monodexodina sutchanica* - *Neo-*

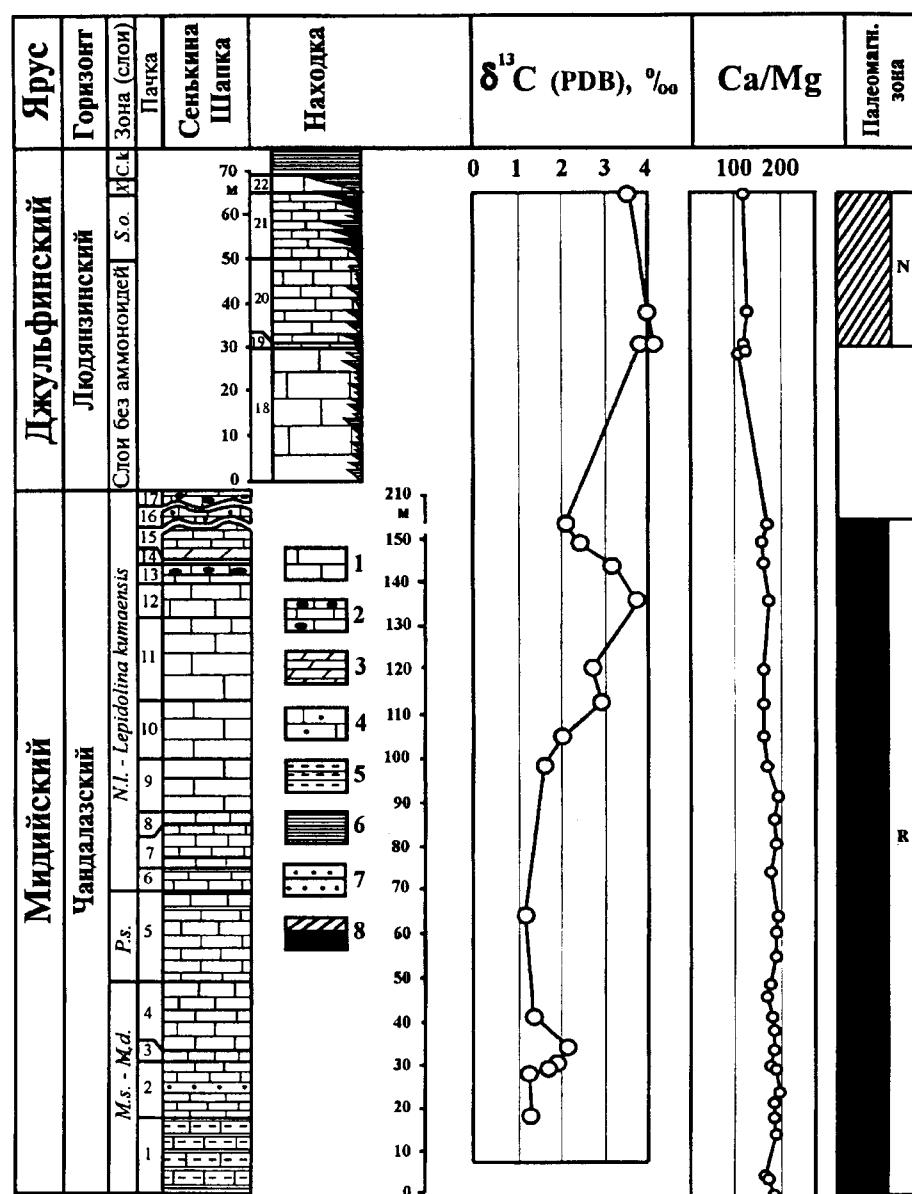


Рис. 4. $\delta^{13}\text{C}$ и Ca-Mg отношения известняков верхней перми Южного Приморья (Сенькина Шапка, Находкинский риф).

1 - известняки, 2 - известняки с желваками кремнистого состава, 3 - мергели, 4 - известняки песчаные, 5 - известняки алевритистые и песчанистые, 6 - глинистые сланцы, 7 - песчаники, 8 - интервалы прямой (сверху) и обратной полярности.
M.s. - N.d. = Monodexodina sutschanica - Neomisellina dutkevitchi, P.s. = Parafusulina stricta, N.l. - Lepidolina kumaensis = Neomisellina lepida - Lepidolina kumaensis, S.o. = Stacheoceras orientale, X. = Xenodiscus subcarbonarius, C.k. = Cyclolobus kiselevae.

misellina dutkevichi, на чем настаивают японские исследователи.

Высокое значение $\delta^{13}\text{C}$ (до 3,6‰), установленное в пермских известняках Сихоте-Алиня (бассейн р. Бикин), принимая во внимание палеонтологические данные, соответствует, скорее всего, мидийской аномалии зон *Pseudofusulina paramotohashii* (подразделение "δ") и *Monodexodina sutschanica* - *Neomisellina dutkevitchi* Китаками и Южного Приморья.

Джульфинская аномалия ($\delta^{13}\text{C} = 4,1\text{‰}$), установленная в известняках Находкинского рифа в Южном Приморье, не находит своего аналога в Китаками, поскольку этот стратиграфический интервал представлен в Японии преимущественно терригенными отложениями. Подошва джульфинского яруса в разрезе района мыса Ивайзаки рас-

полагается, очевидно, лишь в 7 м стратиграфически ниже пачки "i" формации Тойома, где нами были обнаружены мшанки *Streblascopora cf. shishovae* Kiseleva, типичные для людянзинского горизонта верхней перми Южного Приморья (рис. 6).

На основе данных по изотопному составу углерода и магнезиальности органогенных карбонатов Китаками и Южного Приморья можно предполагать развитие трансгрессии, потепление климата и увеличение продуктивности дальневосточной биоты [21, 22, 28, 30, 31] в конце ранней перми (артинско-раннеболорское время), в начале (начало зонального момента *Pseudofusulina paramotohashii*), середине (начало фазы "F" зонального момента *Lepidolina multiseptata*) и конце (конец фазы "F") мидийского века, а также в раннеджульфинское время поздней перми, соответствующее пачке 19

Рис. 5. Схема сопоставления разрезов нижней части перми Китаками и Южного Приморья, по которым были проведены геохимические исследования.

1 - таудеминские гранитоиды предположительно протерозойского возраста, 2 - алевролиты, 3 - лавы среднего и основного состава, 4 - лавы кислого состава, 5 - туфы, 6 - углеродно-изотопная аномалия и ее порядковый номер. Ярусы: ассе́л. - ассе́льский, сакм. - сакмарский, арт. - арти́нский, болор. - болорский, куб. - кубергандинский, мургаб. - мургабский. "h" - нижняя часть подразделения "h" (Ивайзаки), относящаяся к зоне *Lepidolina multisepata*. Прочие обозначения как на рис. 2 и 4.

Рис. 6. Схема сопоставления разрезов верхней части перми Китаками и Южного Приморья, по которым частично были проведены геохимические исследования.

1 - конкретии. Кан - Кано-кура, Ив. - Ивайзаки, "h₂" - верхи подразделения "h" (Ивайзаки), охарактеризованые мишанками людянзинского типа. Прочие обозначения как на рис. 2 и 4.

Находкинского рифа. На этом же основании можно предполагать также резкое и, по-видимому, кратковременное снижение продуктивности биоты непосредственно на рубеже мидийского и джуль-финского веков, что требует проверки на разрезах других регионов мира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко Э.В., Беляева Г.В., Журавлева И.Т. Сфингтозоа территории СССР. М.: Наука, 1991. 224 с.
2. Бураго В.И. Владивостокский горизонт верхней перми юго-западного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 81-103.
3. Бураго В.И., Киселева А.В., Котляр Г.В., Никитина А.П., Тащи С.М. Палеонтологическая характеристика пермских отложений Южного Приморья // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 214-235.
4. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника гесинклинальных комплексов Южного Сихоте-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 125 с.
5. Захаров Ю.Д. Новые пермские циклобиды (*Gonia-titida*) юга СССР // Палеонтол. журн. 1983. №2. С. 126-130.
6. Захаров Ю.Д., Игнатьев А.В., Котляр Г.В., Уханева Н.Г., Чербаджи А.К. Стабильные изотопы углерода и Ca-Mg отношения карбонатов пермо-триаса и массовое вымирание организмов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 3-15.
7. Захаров Ю.Д., Олейников А.В., Котляр Г.В., Бураго В.И., Руденко В.С., Доруховская Э. А. Первая находка раннепермского гониатита в Южном Приморье // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 116-122.
8. Захаров Ю.Д., Павлов А.М. Пермские цефалоподы Приморья и проблема зонального расчленения перми Тетической области // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 5-32.
9. Киселева А.В. Позднепермские мшанки Южного Приморья. М.: Наука, 1982. 128 с.
10. Котляр Г.В., Кропачева Г.С., Соснина М.И., Пронина Г.П., Чедия И.О. Зональное расчленение морских верхнепермских отложений Южного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 104-116.
11. Никитина А.П. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихоте-Алине // Сов. геология. 1968. № 2. С. 107-110.
12. Никитина А.П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их стратиграфическое значение. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1971. 21 с.
13. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 184 с.
14. Попов Ю.Н. Новый род *Daubichites* семейства Paragastrioceratidae // Палеонт. журн. 1963. № 2. С. 148-150.
15. Рыбалка С.В. Конодонты Приморья. Состояние изученности (Препринт.) Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 26 с.
16. Соснина М.И. Известняки чандалазской свиты верхней перми горы Сенькина Шапка // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 35. С. 51-57.
17. Соснина М.И. Микрофаунистические зоны карбона и перми Сихотэ-Алиня // Дочетвертичная микропалеонтология: Докл. сов. геологов на XXI сес. Междунар. геол. конгр. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 65-68.
18. Соснина М.И. О фораминиферах чандалазского горизонта поздней перми Южного Приморья // Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 24-43.
19. Соснина М.И., Никитина А.П. Мелкие фораминиферы верхней перми Южного Приморья // Исследование флора и фауны Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 27-52.
20. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихоте-Алиня и Сахалина // Докл. Акад. наук. 1969. Т. 307, № 1. С. 186-190.
21. Baud A.M., Magaritz M., Holzer W.T. Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope stratigraphy // Rundschau. 1989. V. 78. P. 649-677.
22. Boekelmann K., Magaritz M. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core (Carnic Alps, Austria): dolomitization of the Permian-Triassic sequence // Abhandl. Geol. Bundesanstalt. 1991. Bd. 45. S. 61-68.
23. Choi D.R. Permian fusulinids from the Setmai-Yahagi district, Southern Kitakami mountains, N.E. Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. 1973. Ser. 4. V. 16. № 1. P. 1-130.
24. Ehiro M. Permian ammonoids of Southern Kitakami Massif, Northeast Japan - Their stratigraphic distribution and zonation of the Permian // J. Geol. Soc. Japan. 1987. V. 93. № 11. P. 823-832.
25. Ehiro M., Bando Y. Discovery of *Rotodiscoceras* from the Upper Permian of southern Kitakami Massif and its significance // J. Geol. Soc. Japan. 1980. V. 86. P. 484-486 (in Japanese).
26. Ehiro M., Bando Y. Late Permian ammonoids from the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S. 1985. N 137. P. 25-29.
27. Ehiro M., Shimoyama Sh., Murata M. Some Permian Cyclobolaceae from the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan // Trans. Proc. Soc. Japan, N. S. 1986. N 142. P. 400-408.
28. Given R.K., Wilkinson B.H. Dolomite abundance and stratigraphic age constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation // J. Sed. Petrol. 1987. V. 57. P. 1068-1078.
29. Hayasaka I. Younger Paleozoic cephalopods from the Kitakami mountains, Japan // J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. 1953. Ser. 4. V. 8. P. 361-374.
30. Holser W.T., Schonlaub H.-P., Attrep M. et al. A unique geochemical record at the Permian-Triassic boundary // Nature. 1989. V. 337, N 6202. P. 39-44.
31. Holser W.T., Schonlaub H.-P., Boeckelmann K., Magaritz M. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core: synthesis and conclusions // Abhandl. Geol. Bundesanstalt. 1991. Bd. 45. S. 213-232.
32. Kamada K. Upper Permian to Middle Triassic sedimentation and its tectonic implication in the Southern

- Kitakami Belt, Japan: Preliminary Report // Saito Ho-on Kai Spec. Pub. 1991. N 3. P. 423-432.
- 33.Kamada K. Geology of the Osu district Quadrangle series, scale 1:50,000 (Akita 6, N 80). Tskuba: Geol. Surv. Jap., 1992. 69 p. (in Japanese).
- 34.Kamada K. Geology of the Tsuya district. Quadrangle series, scale 1:50,000 (Akita 6, N 71). Tskuba: Geol. Surv. Jap., 1993. 71 p. (in Japanese).
- 35.Koizumi H. Paleozoic cephalopods of Japan. Kenseki Bunko, Chiba. 1975. 189 p. (in Japanese).
- 36.Minato M., Kato M., Nakamura K., Hasegawa Y., Choi D.R., Tazawa J. Biostratigraphy and correlation of the Permian of Japan // J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. 1978. Ser. 4. V. 18. N 1-2. P. 11-47.
- 37.Mori K., Tazawa J., Kamada K. Paleozoic and Mesozoic sequences in the Southern Kitakami Mountains. Guidebook for field trip N 2 (Third Intern. Symp. on Shallow Tethys). Sendai, 1990. 55 p.
- 38.Morikawa R., Sato T., Shibasaki T., Shinada Y., Okubo M., Nakazawa K., Horiguchi M., Murata M., Kikuchi Y., Taguchi Y., Takahashi K. Stratigraphy and biostratigraphy of the "Iwaizaki Limestone" in the southern Kitakami Mountainland. Jub. Prof. H. Fujimoto 60th Birth Spec. Pub. 1958. P. 81-90 (in Japanese).
- 39.Murata M., Bando Y. Discovery of Late Permian *Araxoceras* from Toyoma Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S. 1975. V. 97. P. 22-31.
- 40.Onoku Y. Geology of the Kitakami Massif, northeast Japan // Contr. Inst. Geol. Paleont., Tohoku Univ. 1969. N 69. P. 1-239 (in Japanese).
- 41.Ozawa T. Evolution of *Lepidolina multiseptata* (Permian foraminifer) in East Asia // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D. 1975. V. 23. № 2. P. 117-164.
- 42.Rui Lin. On the *Lepidolina kumaensis* fusulinacean fauna // Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeont. Acad. Sinica. 1983. № 6. P. 249-270
- 43.Saito Y. Geology of the Setmai district, southern Kitakami Massif, northeast Japan//Contr. Inst. Geol. Paleont., Tohoku Univ. 1966. N 62. P. 55-67 (in Japanese).
- 44.Senowbari-Daryan B., Ingavat-Helmcke R. Upper Permian sponges from Phrae province (northern Thailand) // Biostratigraphy of Thailand, Southeast Asia: facies and paleontology. Chiang Mai (Thailand), 1993. P. 439-451.
- 45.Senowbari-Daryan B., Ingavat-Helmcke R. Sponge assemblage of some Upper Permian reef limestones from Phrae province (Northern Thailand) //Geologija (Lubljana). 1994. N 36. P. 5-59.
- 46.Yang Zheng-dong. Re-study of fusulinids from the "Maokou Limestone" (Permian) at Datieguan, Landai Gui Zhou//Вэйти гүш энъю сюэбао. Acta micropalaentol. sinica. 1985. V. 2.№ 4. P. 307-338 (in Chinese).
- 47.Zakharov Y.D. Type and hypotype of the Permian-Triassic boundary // Mem. Soc. Geol. It. 1986. N 34. P. 277-289.
- 48.Zakharov Y.D. The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its international correlation // Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World and Regional Geology 2. Cambridge, New York, Port Chester, Melburn, Sydney: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 46-55.
- 49.Zakharov Y.D., Ignatiev A.V., Kotlyar G.V., Ukhaneva N.G., Cherbadzhii A.K. Stable carbon isotopes and Ca/Mg ratio in the Permo-Triassic carbonates and mass extinction of organisms // Geol. of Ocean. 1996. V. 13. P. 1-20.
- 50.Zakharov Y.D., Oleinikov A.V. New data on the problem of the Permian-Triassic boundary in the Far East // Pangea: global environments and resources. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 845-856.
- 51.Zakharov Y.D., Oleinikov A.V., Kotlyar G.V. Late Changxingian ammonoids, bivalves and brachiopods in South Primorye // Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events and their global correlation. Cambridge, New York, Port Chester, Melburn, Sydney: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 109-117.
- 52.Zakharov Y.D., Ukhaneva N.G., Tanabe K., Tazawa J., Shigeta Y., Ignatyev A.V., Kotlyar G.V., Afanasyeva T.B., Cherbadzhii A.K., Khudolozhkin V.O. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the major Phanerozoic boundaries and a main reason for a great extinction // Albertiana.1996. № 18. P. 13-20.

Поступила в редакцию 20 апреля 1997 г.

Рекомендована к печати Попеко Л.И.

**Yu.D.Zakharov, N.G.Ukhaneva, A.V.Kiseleva, G.V.Kotlyar, A.P.Nikitina, J.Tazawa,
V.I.Gvozdev, A.V.Ignatyev, A.K.Cherbadzhii**

Stable carbon isotopes and Ca/Mg ratio in the Permian limestones of Kitakami (Japan) and Primorye, and their correlation

Artinskian-Early Borian, Early, Middle and Late Midian events recorded by an anomalously high value of $\delta^{13}\text{C}$ (3,5-4,7‰) and a more or less drop in Ca-Mg ratio in the black Sakamotozawa limestone (middle Kobayama),in the Lower, Middle and Upper Kanokura limestone of Kitakami and their equivalents in Primorye seem to be explained by high biota productivity of marine basins of that time in the conditions of transgressions and warm humid climate. An analogous Early Dzhulfian event registered in South Primorye as well as in Western Europe, Salt Range and Texas, was not determined in Japan because a significant part of the lowermost Dzhulfian deposits in Kitakami is represented by terrigenous sediments.

ГРЕБЕНКИНСКИЙ ФЛORISTICHESKИY KOMPLEKS V BASSSEYNE

Р.АНАДЫРЬ (ЧУКОТКА)

Г.Г.Филиппова

Государственное предприятие "Магадангеология", г. Магадан

Гребенкинский флористический комплекс на правобережье р.Анадырь (кривореченская свита) делится на нижний и верхний подкомплексы. Нижний подкомплекс происходит из отложений на рр.Малая Гребенка, Средняя Орловка и Березовая. Возраст его определяется как поздний альб - начало раннего сеномана по сонахождению (р.Малая Гребенка) флористических и фаунистических остатков. Верхний подкомплекс гребенкинского комплекса происходит из отложений по рр.Гребенка (Елисеевское обнажение), Чукотская, Быстрая (правобережье р.Анадырь) и Кривая, Ветвистая, правым притокам р.Убиенки (левобережье р.Анадырь). Возраст верхнего подкомплекса датируется сеноманом, возможно, сеноманом - началом раннего турона на основании согласного перекрытия флононосных слоев кривореченской свиты морскими осадками дуговской свиты с фауной турона.

Континентальные и прибрежно-морские отложения, выделенные в кривореченскую свиту, прослеживаются в виде узкой полосы вдоль северо-западного борта Пенжинского прогиба, от верховьев р.Левая Березовая (правый приток р.Пенжин) на юге до верховьев р.Убиенка (левый приток р.Анадырь) на севере.

Впервые флононосные слои на этой площади обнаружил Б.Н.Елисеев в 1934 г. По р.Гребенка, правому притоку р.Анадырь, он описал конгломератовые и песчано-сланцевые отложения с флорой *Asplenium jonstrupii* Her., *Cladophlebis jelisejevii* Krysht., *C. oerstedtii* (Heer) Sew., *Nilssonia serotina* Heer, *Pseudocycas hyperborea* Krysht., *Ginkgo lari-mensis* Ward, *Araucarites anadyrensis* Krysht., *Populus minuta* Krysht., *Menisperites septentrionalis* Holl., *Platanus cf. coloradensis* Knowlt., *Celastrus* sp., *Ampelopsis cf. multesima* Holl., *Viburnum anadyrensis* Krysht. Возраст ископаемой флоры А.Н.Криштофович [8] определил как поздний мел, не моложе раннего сенона.

В 1958 г. Г.П.Терехова на левобережье р.Анадырь, в бассейне р.Убиенки, разделила меловые отложения на две серии - гиляцкую (континентальную) и ороченскую (морскую). В породах гиляцкой серии она собрала растительные остатки *Onychiopsis cf. psilotoides* (S. et W.) Ward, *Cladophlebis jelisejevii* Krysht., *C. cf. septentrionalis* Holl., *C. cf. arctica* (Heer) Krysht., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Sphenopteris* sp., *Pseudocycas hyperborea* Krysht., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Sequoia heterophylla* Velen., *S. ambigua* Heer, *Torreya gracillima* Holl., *Podozamites lanceo-latus* (L. et H.) Braun, *Corylus cf. jelisejevii* Krysht.,

Menisperites septentrionalis Holl., *M. cf. reniformis* Daws., *Trochodendroides cf. arctica* (Heer) Berry, *T. richardsonii* (Heer) Krysht., *Rulac quercifolium* Holl., *Viburnum anadyrensis* Krysht., *Magnolia amplifolia* Heer, *Rhamnus cf. septentrionalis* Krysht. и др., по заключению А.Ф.Ефимовой, соответствующие сеноману-турону или турону.

В 1962 г. при составлении легенды к анадырской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200000 Г.Г.Кайгородцев выделил континентальные образования в кривореченскую свиту со стратотипом на р.Кривой (правый приток р.Убиенки), а вышележащие морские отложения - в дуговскую свиту.

Геологическое строение правобережья р.Анадырь изучали В.Г.Гаврилов, И.П.Васецкий, В.Ф.Белый, В.В.Завражнов, Э.Б.Невретдинов. По данным этих исследователей, кривореченская свита с размывом и угловым несогласием залегает на морских отложениях валанжина и готерива и согласно перекрывает верхним мелом. По литологическим признакам она делится на две подсвиты: нижнюю конгломератовую и верхнюю песчанико-конгломератовую.

Нижняя подсвита (мощностью 600 м) сложена разногалечными конгломератами с маломощными прослойками разнозернистых песчаников, верхняя (мощностью 800-1000 м) - грубозернистыми песчаниками, алевролитами и туффитами среднего состава с подчиненным количеством конгломератов.

Возраст растительных остатков, собранных геологами в отложениях кривореченской свиты, А.Ф.Ефимова определяла как сеноман-туронский. Эта точка зрения была принята на Первом магаданском совещании по разработке унифицирован-

ных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР в 1959 г.

В 1964 г. Э.Б. Невретдинов описал разрез кривореченской свиты на р.Быстрой (правобережье р.Анадырь) и собрал флористические остатки *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Nilssonia serotina* Heer, *N. alaskana* Holl., *Nilssonia* sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *C. magnifolia* Font., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *S. concinna* Heer., *Sequoia* sp., *Menispermites septentrionalis* Holl., *M. reniformis* Daw., *Viburnum anadyrensis* Krysht., *Platanus* sp., *Protophyllum* sp., *Trochodendroides* cf. *arctica* (Heer) Berry, *Cissites* sp., *Sassafras* sp., *Rulac* cf. *quercifolium* Holl., *Dryophyllum* sp., *Phyllites* sp., *Phyllites* sp.1, которые, по заключению А.Ф.Ефимовой, датируются сеноманом-туроном. В 1965 г. эту флору пересмотрела В.А.Самылина и указала на ее турон-сенонский возраст. В.А.Вахрамеев [2], про-

анализировавший гребенкинский флористический комплекс, считает его позднесеноманским или туронским. Позднее В.А.Самылина [12] на основании анализа флористических остатков, полученных в результате предварительного определения коллекций, и с учетом залегания выше слоев с фауной пришла к выводу о туронском возрасте гребенкинской стратофлоры. На 2-м Межведомственном стратиграфическом совещании в Магадане эти флороносные отложения были отнесены к турону, исключая верхи [11].

В 1975 г. А.Д.Девятилова и Г.Г.Филиппова в процессе стратиграфических исследований на правобережье р.Анадырь изучили кривореченскую свиту по рр.Гребенка, Чукотская, Быстрая и в районе Средняя Орловка (см.рис. 1). В отложениях свиты собран большой комплекс флористических остатков. По р.Малая Гребенка (обн.33) вместе с отпечатками растений были найдены остатки двустворок, напоминающих *Inoceramus* ex gr. *nipponicus* (Nagao et Mat.). Fauna лучшей сохранности была найдена в среднем течении р.Горной (обн.98) и в верховьях р.Быстрой (обн. 234), где морские слои перекрывают флюросодержащие отложения. По присутствию остатков раковин, напоминающих *I. nipponicus*, возраст гребенкинского флористического комплекса в его стратотипическом районе определяется сеноманом [6]. Впоследствии большая часть установленных таксонов гребенкинского комплекса была описана в монографии [16].

По литологии кривореченскую свиту на правобережье р.Анадырь А.Д.Девятилова разделила на три подсвиты.

Нижнекривореченская подсвита, залегающая с угловым несогласием на размытой поверхности верхнеюрских, валанжинских, готеривских отложений, представлена конгломератами с линзами и пластами разнозернистых, преимущественно крупнозернистых песчаников и редкими прослоями алевролитов. Мощность подсвиты 500-600 м.

Среднекривореченская подсвита сложена мелко- и крупногалечными конгломератами, песчаниками и алевролитами. В алевролитах и песчаниках присутствуют многочисленные отпечатки листьев удовлетворительной и хорошей сохранности. Мощность подсвиты 400-500 м.

Верхнекривореченская подсвита состоит из песчаников, алевролитов и имеет трехслойное строение.

В нижней части мощностью 100-110 м преобладают вулканомиктовые песчаники и алевролиты, заключающие линзы и маломощные прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов.

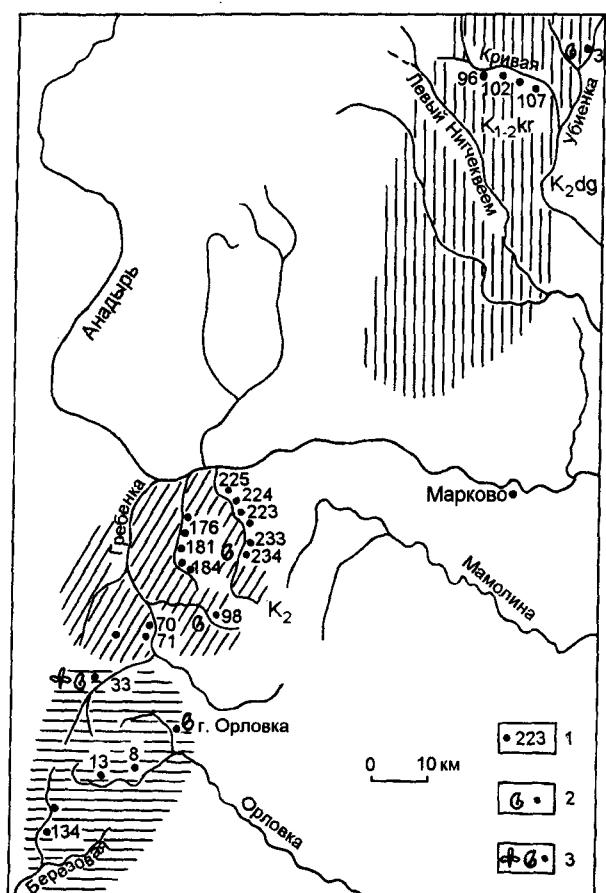


Рис.1. Обзорная карта местонахождения основных разрезов кривореченской свиты.

1 - с флорой, 2 - с фауной, 3 - с флорой и фауной.

Обнажения 8, 13 - р.Средняя Орловка; обнажение 33 - р.Малая Гребенка; обнажения 70, 71 - р.Гребенка (Елисеевское обнажение); обнажение 234 - р.Быстрая; обнажение 98 - р.Горная.

Средняя часть подсвиты мощностью 140-150 м характеризуется флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов, в которых содержатся пласти конгломератов. В алевролитах встречаются остатки хвойных и гинкговых.

Верхняя часть мощностью 130-150 м представлена грубокосослоистыми песчаниками, гравелитами с линзами и шаровидными обособлениями песчано-карбонатных отложений. Мощность верхнекривореченской подсвиты 300-350 м. Мощность кривореченской свиты 1500 м.

Э.Б.Невретдинов в 1974 г. и А.Д.Девятилова в 1976 г. изучали кривореченскую свиту на левобережье р.Анадырь. В этом районе свита разделена на нижне- и верхнекривореченскую подсвиты мощностью 1600 м. Собранные ими растительные остатки из верхней части свиты дополнили гребенкинский флористический комплекс [15].

В 1978 г. Е.Л.Лебедев на правобережье р.Анадырь по пр.Гребенка и Быстрая из разреза верхнекривореченской подсвиты собрал коллекцию ископаемой флоры. Анализируя состав основных групп растений этой коллекции, он пришел к выводу о позднесеноманском - раннетуронском возрасте гребенкинского комплекса [10].

В 1983 г. В.В.Лебедев по р.Малая Гребенка в нижней части верхнекривореческой подсвиты дополнительно собрал фауну (обн.33), которая, по заключению Г.П.Тереховой [13], относится к верхам альба - низам сеномана (слои с *Neogastropilites* spp., *Marshallites columbianus*).

В 1988 г. С.В.Щепетовым и А.Б.Германом собраны фауна и флора в отложениях кривореченской свиты по пр.Гребенка, Горная, Малая Гребенка и в верховьях р.Малая Орловка (на г.Орловка). По заключению В.П.Похиалайнена, фаунистические остатки из разреза на г.Орловка относятся ко второй половине сеномана, возможно к какой-то части раннего турона (зона *Inoceramus nipponicus*). Растительные остатки из этого разреза С.В.Щепетов и А.Б.Герман относят к гребенкинскому флористическому комплексу [17].

Г.П.Терехова [13], изучавшая основные фаунистические находки как из верхней части кривореченской свиты, так и из согласно перекрывающих отложений дуговской свиты, сделала вывод, что верхняя возрастная граница кривореченской свиты скользящая. По ее мнению, верхняя возрастная граница и собранного из нее гребенкинского флористического комплекса изменяется от позднего альба на правобережье р.Анадырь (р.Малая Гребенка) до позднего турона на левобережье (бассейн р.Убиенки).

По литологическим признакам кривореченскую свиту на правобережье р.Анадырь Л.А.Анку-

динов [1] разделил на четыре подсвиты. Первая и вторая подсвиты соответствуют нижне- и среднекривореченской подсвите, установленным А.Д.Девятиловой (рис.2).

Третья подсвита мощностью до 350 м сложена песчаниками морского происхождения, алевролитами, аргиллитами с редкими прослойями гравелитов и конгломератов. Отдельные выходы этих пород были встречены по пр.Малая Гребенка и Горная.

На р.Малая Гребенка к низам разреза третьей подсвиты (по А.Д.Девятиловой, нижняя часть верхнекривореченской подсвите) Л.А.Анкудинов относит изолированный выход на правобережье (в 4 км от устья) песчаников и алевролитов с линзами и маломощными прослойями конгломератов и гравелитов общей мощностью 100 м, в которых В.В.Лебедев в 1983 г. (обн.33) нашел фаунистические остатки позднеальбского-раннесеноманского возраста [13].

На р.Горной третья подсвита выходит в 6 км от устья в левых склонах долины на расстоянии 800 м (рис.2). Ее породы представлены алевролитами и аргиллитами, которые наблюдаются со значительными перерывами в небольших высыпках и оползнях. Вблизи верхней границы подсвите А.Д.Девятиловой и Л.А.Анкудиновым в 1982 г. найдена фауна, отнесенная Г.П.Тереховой к низам среднего сеномана (слои с *Turrilites costatus*).

Четвертая подсвита, по данным Л.А.Анкудинова, характеризуется литологически хорошо выраженным двучленным строением. В нижней части (350 м) развиты преимущественно континентальные породы - туфоконгломераты, туфы, туффиты, тефрогенные песчаники и алевролиты, базальты и андезибазальты, а в верхней части (110 м) - морские осадочные породы: алевролиты, аргиллиты, песчаники, редко тефроидные песчаники. Потом весь разрез прослеживается в левом борту р.Горной (в 7 км от устья).

На основании палеонтологических находок в разрезе четвертой подсвите возраст ее, по Л.А.Анкудинову, датируется поздним альбом-ранним туроном.

Вулканогенно-осадочные и морские отложения четвертой подсвите А.Д.Девятилова относят к верхней подсвите кривореченской свиты и датируются поздним альбом-сеноманом.

Как показывает анализ исследований, проведенных на рассматриваемой территории в разные годы, кривореченская свита сложена терригенными континентальными и прибрежно-морскими осадочными отложениями и разделена на две подсвиты на левобережье и на три или четыре на правобережье р.Анадырь. Установлено, что состав ископа-

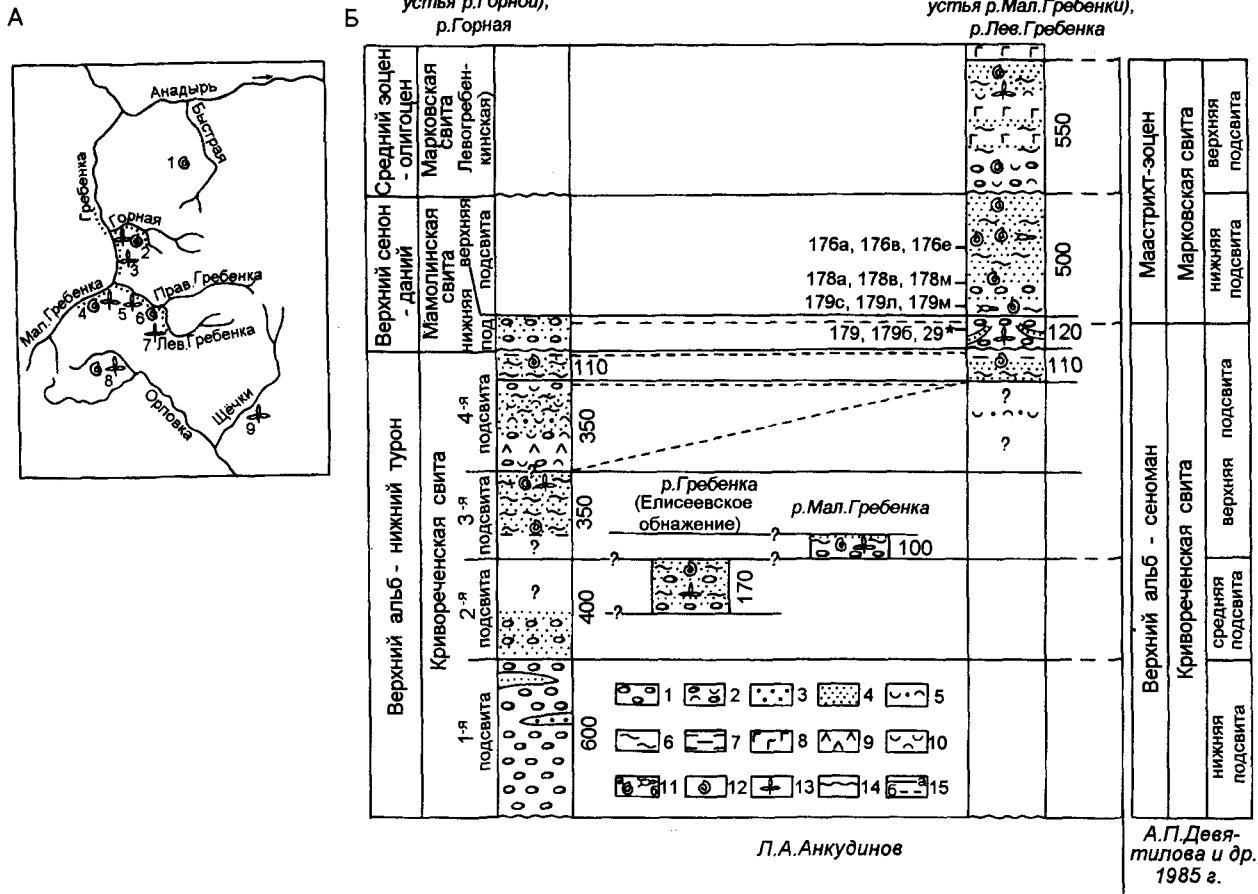


Рис. 2. Местонахождения органических остатков (А), разрезы и их корреляции (Б).

А. 1-9(Цифры - автор и год сборов): 1 - Девятилова, 1975; 2 - Девятилова, 1982, Шепетов, 1988; 3 - Елисеев, 1933 и др.; 4 - Лебедев, 1983; Щепетов, 1990; 5,6 - Анкудинов, 1984; 7 - Девятилова, 1975; 8 - Девятилова, 1982; 9 - Белый, 1959 и др.; точки-маршруты составления разрезов. Б. 1 - конгломераты, 2 - туфоконгломераты, 3 - гравелиты, 4 - песчаники, 5 - тифрогенные песчаники, 6 - алевролиты, 7 - аргиллиты, 8 - базальты, 9 - андезибазальты, 10 - туфы, 11 - моллюски (а), ракообразные (б), 12-фораминиферы, 13 - флора, 14 - несогласная граница, 15 - сопоставление разрезов по Л.А.Анкудинову (а) и А.Д.Девятиловой (б). Звездочкой отмечены номера проб с палинокомплексами.

емых растений по разрезу флороносного горизонта и по его простиранию с юго-запада на северо-восток не претерпевает существенных изменений, и их рассматривали как единый флористический комплекс, именуемый гребенкинским [14].

В 1995 г. автор пересмотрел коллекции гребенкинского комплекса, которые хранятся в Севвостокгеолкоме. Повторное изучение ископаемых растений из разрезов флороносного горизонта кривореченской свиты на право- и левобережье р.Анадырь свидетельствует о том, что флористические остатки, собранные на юго-западном участке свиты в отложениях по рр.Березовая, Средняя Орловка и Малая Гребенка, несколько отличаются от таких, собранных в разрезах рр.Гребенка, Чукотская, Быстрая и Убиенка (табл.1). Отличие состоит в составе папоротников, голосеменных и покрытосеменных

В бассейне р. Средняя Орловка А.Д. Девятилова в 1967 г. нашла *Equisetites* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis* aff. *williamsonii* (Broggn.) Brongn., *Destmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Podozamites eichwaldii* Schimp., *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Holl., *Araucarites* sp., *Sequoia* sp., *Athrotaxopsis grandis* Font., которые, по заключению А.Ф. Ефимовой, датировались аптом-альбом. При составлении частных разрезов на этом участке А.Д. Девятилова отнесла низы свиты с перечисленной тафофлорой к верхнему альбу. Последующие сборы растительных остатков из этих отложений, а также из пород по рр. Березовая и Малая Гребенка значительно дополнили списочный состав растений (см. табл. 1). Наиболее распространенными группами растений оказались папоротники и хвойные, реже встречаются цикадофиты и гинкговые. Покрытосеменные на этом участке встречаются редко и характеризуются мелколистными формами.

Таблица 1. Распространение ископаемых растений гребенкинского комплекса на право- и левобережье р.Анадырь (кривореченская свита)

Ископаемые растения	Нижний подкомплекс			Верхний подкомплекс				
	р.Бере- зовая	р.Сред- няя Орлов- ка	р.Ма- лая Гре- бенка	р.Гре- бенка	р.Чу- кот- ская	р.Быс- трай	р.Кри- вая	р.Вет- вистая
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Thallites</i> sp.	-	+	-	+	-	-	-	-
<i>Equisetites</i> sp.	-	+	+	+	+	+	+	-
<i>Gleichenites zippei</i> (Corda) Sew.	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Coniopteris grebencaensis</i> Philipp.	-	+	+	+	+	+	+	-
<i>C. anadyrensis</i> Philipp.	-	-	+?	+	+	-	-	-
<i>Coniopteris</i> sp.	+	+	-	+	-	-	-	-
<i>Asplenium dicksonianum</i> Heer	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>A. rigidum</i> Vassilevsk.	+	-	-	+	-	-	-	-
<i>Hausmannia</i> sp.	-	+	+	-	-	-	-	-
<i>Birisia jelisejevii</i> (Krysht.) Philipp.	+	+	+	+	+	-	+	+
<i>Cladophlebis</i> aff. <i>frigida</i> (Heer) Sew.	-	+	+	+	-	+	+	-
<i>Cladophlebis</i> sp.	-	+	-	+	-	-	+	-
<i>Sphenopteris</i> sp.	-	+	+	-	-	+	+	-
<i>Arctopteris</i> sp.	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Sagenopteris variabilis</i> (Velen.) Velen.	+	+	+	+	-	-	-	-
<i>Pseudocycas</i> (<i>Cycas</i>) <i>hyperborea</i> Krysht.	+	-	-	+	-	+	-	-
<i>Nilssonia serotina</i> Heer	+	+	+	+	+	-	+	+
<i>N. yukonensis</i> Holl.	+	+	-	+	-	+	-	-
<i>N. alaskana</i> Holl.	-	+	+	+	+	+	-	-
<i>Taeniopteris</i> sp.	+	+	+	-	+	-	-	-
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>G. ex gr. lepida</i> Heer	+	-	+	+	-	-	+	-
<i>G. ex gr. huttonii</i> (Sternb.) Heer	+	+	+	+	+	+	-	-
<i>Desmiophyllum</i> sp.	-	+	+	-	-	+	-	-
<i>Dammarites emarginatus</i> Lesq.	-	+	-	+	+	-	-	-
<i>Cephalotaxopsis</i> (<i>Taxites</i>) <i>intermedia</i> Holl.	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>C. (Taxites) heterophylla</i> Holl.	+	-	-	+	+	+	+	+
<i>Elatocladus gracillimus</i> (Heer) Sveshn.	-	+	+	-	-	-	-	-
<i>Araucarites</i> sp.	-	+	+	-	-	-	-	-
<i>Sequoia fastigiata</i> (Sternb.) Heer	-	+	-	+	+	+	-	-
<i>Sequoia</i> sp.	+	+	-	+	-	-	-	+
<i>Pagiophyllum triangulare</i> Pryn.	-	+	-	+	-	-	-	+
<i>Florinia borealis</i> Sveshn. et Budants.	-	+	+	+	-	-	-	+
<i>Pityocladus</i> sp.	+	+	-	+	+	-	+	-
<i>Athrotaxopsis grandis</i> Font.	-	+	-	+	-	-	-	-
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+	+	+	+	+	+	-
<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) F. Braun	-	+	-	-	+	+	+	+
<i>Cedrus</i> sp. - чешуя	+	+	+	+	+	+	+	-
<i>Menispermites</i> aff. <i>septentrionalis</i> Holl.	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Grebennikia kryshtofovichii</i> E. Lebed.	+	-	+	+	+	+	+	+
<i>Sorbites</i> sp. - мелкие листья	-	+	+	-	-	-	-	-
<i>Leguminosites</i> sp. - мелкие листья	-	+	+	-	+	+	-	+
<i>Lindera</i> (?) <i>media</i> Philipp.	-	+	+	+	+	+	-	-
<i>Celastrophyllum latifolium</i> Font.	+	+	+	-	+	+	+	-
<i>Thallites arctica</i> Philipp.				+	-	+	-	-
<i>Osmunda</i> sp.				+	+	-	+	-
<i>Gleichenites asiatica</i> Philipp.				-	+	+	-	-
<i>G. microphylla</i> Philipp.				-	-	-	+	-
<i>Sphenopteris</i> sp.1				-	-	-	+	-
<i>Hausmannia bipartita</i> Samyl. et Shczep.				+	+	-	-	-
<i>Birisia</i> (?) <i>oerstedtii</i> (Heer) E. Lebed.				+	-	-	+	-

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Cladophlebis vakrija</i> Philipp.				+	+	-	+	-
<i>Cl. ubienciaensis</i> Philipp.				+	-	-	+	-
<i>Cladophlebis</i> sp.1				+	+	-	+	-
<i>Arctopteris penzhinensis</i> E. Lebed.				+	-	-	+	-
<i>Nilssoniocladus</i> sp.				+	-	-	-	-
<i>Sphenobaiera vera</i> Samyl. et Shczep.				+	+	-	+	+
<i>Sphenobaiera</i> aff. <i>flabellata</i> Vassilevsk.				-	+	-	+	-
<i>Phoenicopsis ex gr. angustifolia</i> Heer				+	-	-	-	-
<i>Elatocladus smittiana</i> (Heer) Sew.				+	+	+	+	+
<i>Elatocladus</i> sp.				-	+	-	-	-
<i>Araucarites anadyrensis</i> Krysht.				+	+	+	+	+
<i>Sequoia reichenbachii</i> (Gein.) Heer				+	+	+	+	-
<i>S. obovata</i> Knowlt.				+	+	+	+	+
<i>Sequoia</i> sp.1 - семенная шишка мелкая				-	-	-	+	-
<i>Thuja cretacea</i> (Heer) Newb.				+	-	-	-	-
<i>Cryptomeria</i> aff. <i>subulata</i> Sveshn. et Budants.				+	-	-	-	+
<i>Pityostrobus</i> sp.				+	-	-	+	-
<i>Magnoliaephyllum alternans</i> (Heer) Sew.				+	+	-	+	+
<i>Menispermites marcovoensis</i> Philipp.				+	+	-	+	+
<i>M. vasetskii</i> Philipp.				+	+	+	-	-
<i>Platanus louravetlanica</i> Herman et Shczep.				+	-	-	+	-
<i>P. embicola</i> Vachr.				-	+	-	+	+
<i>Credneria</i> aff. <i>inordinata</i> Holl.				+	+	-	+	-
<i>Protophyllum</i> aff. <i>sternbergi</i> Lesq.				-	+	-	+	-
<i>Paleonuphar terechovae</i> (Philipp.) Philipp.				+	+	-	-	-
<i>Sorbites asiatica</i> Philipp.				+	+	-	+	+
<i>Scheffleraephyllum venustum</i> (Philipp.) Philipp.				-	+	+	+	-
<i>Dalbergites</i> sp.				+	+	-	-	-
<i>Dalembia pergamentii</i> Herman et E. Lebed.				+	+	+	+	-
<i>Dalembia vachrameevii</i> E. Lebed. et Herman				+	-	-	-	-
<i>Grebennikia acuminata</i> Philipp.				+	-	-	-	-
<i>Cissites orbiculatus</i> Philipp.				+	+	-	-	-
<i>Araliaephyllum arenaria</i> (Philipp.) Philipp.				+	+	+	-	-
<i>A. devjatilovae</i> Philipp.				-	+	-	-	+
<i>A. (?) dentatum</i> Philipp.				+	-	-	-	-
<i>Leguminosites acuminata</i> Philipp.				+	+	+	-	+
<i>Zizyphums</i> sp.				-	-	+	-	-
<i>Sapindopsis</i> sp.				-	-	+	-	-
<i>Dicotylophyllum lanceolatum</i> Philipp.				+	-	-	-	-
<i>Dicotylophyllum</i> sp.1				+	-	-	+	-
<i>Dicotylophyllum</i> sp.2				+	-	-	+	-

Примечание. Материалы исследований А.Д.Девятиловой и Г.Г.Филипповой, 1975 г.; А.Д.Девятиловой, 1982 г.; В.В.Лебедева, 1982-83 гг.; А.С.Бочкарева, 1984 г. (правобережье р.Анадырь); Э.Б.Невретдинова, 1974 г.; А.Д.Девятиловой, 1976 г. (левобережье р.Анадырь).

В составе папоротников часто встречаются *Gleichenites zippei* (Corda) Sew., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Birisia jelsejevii* (Krysht.) Philipp., меньше - листьев *Asplenium rigidum* Vassilevsk., *Hausmannia* sp., *Cladophlebis* sp. Из кейтониевых присутствует *Sagenopteris variabilis* (Velen.) Velen. Среди цикадофитов установлены *Pseudocyca* (*Cycas*) *hyperborea* Krysht., три вида нильссоний, род *Taeniopteris*. В составе гinkговых присутствуют три вида: *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. huttonii* (Sternb.) Heer, *G. ex gr. lepida*

Heer. Остатки сборного рода *Desmiophyllum* многочисленны по р.Средняя Орловка.

В составе хвойных, обнаруженных по рр.Березовая, Средняя Орловка и Малая Гребенка, наиболее распространены *Cephalotaxopsis* (*Taxites*) *intermedia* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Florinia borealis* Sveshn. et Budants., реже встречаются *Elatocladus gracillimus* (Holl.) Sveshn. Остатки *Pagiophyllum triangulare* Pryn., многочисленные в разрезе по р.Средняя Орловка, в сочетании с листьями

Desmiophyllum составляют основной фон ископаемой флоры.

Покрытосеменные в бассейнах рр. Средняя Орловка, Малая Гребенка встречаются крайне редко и характеризуются мелкими листьями.

Перечисленные ископаемые растения из бассейнов рр. Березовая, Средняя Орловка, Малая Гребенка относятся к нижнему подкомплексу гребенкинского флористического комплекса, возраст которого определяется по соотношению с морской фауной поздним альбом - началом раннего сеномана. В то же время, обнажение (обн. 33) по р. Малая Гребенка, содержащее позднеальбские-раннесеноманские двустворчатые моллюски, расположено в 4 км к юго-западу от основного разреза (р. Гребенка, Елисеевское обн.) и по литологии может относиться как к нижним, так и верхним слоям флороносного горизонта.

По составу покрытосеменных (5 видов) оно, скорее, относится к нижним слоям (основанию горизонта). Тогда становится очевидным увеличение разнообразия цветковых (26 видов) в более высоких пачках основного разреза, выше которых залегают морские осадки с фауной позднего сеномана.

В стратотипическом районе распространения верхнего подкомплекса гребенкинского растительного комплекса по рр. Гребенка, Чукотская, Быстрая содержатся почти все рассматриваемые таксоны нижнего подкомплекса, за исключением *Taeniopteris* sp., *Hausmannia* sp., *Arctopteris* sp., *Araucarites* sp., которые при лучшей сохранности могут оказаться самостоятельными видами. На этом участке списочный состав ископаемой флоры более разнообразен по сравнению с составом из нижележащих слоев. Среди папоротников появляются *Gleichenites asiatica* Philipp., *Arctopteris penchinensis* E. Lebed., *Hausmannia bipartita* Samyl. et Shczep. В составе беннетитовых В. А. Самылина установила *Nilssoniocladus* sp., а гинкговых - *Sphenobaiera vera* Samyl. et Shczep.

Здесь присутствуют *Sphenobaiera* aff. *flabellata* Vassilevsk., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer. Среди хвойных появляются *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Elatocladus* sp., *Cryptomeria* aff. *subulata* (Heer) Sew.

В составе покрытосеменных увеличивается разнообразие видов *Magnoliaeophyllum alternans* (Heer) Sew., *Menispermites marcovoensis* Philipp., *Platanus louravetlanica* Herman et Shczep., *Dalembia vachrameevii* E. Lebed. et Herman, *Sorbes asiatica* Philipp. Многочисленные отпечатки *S. asiatica* найдены по р. Чукотской и приурочены к кровле флороносного горизонта. В меньшем количестве

встречаются остатки *Cissites orbiculatus* Philipp., *Paleonuphar terechovae* (Philipp.) Philipp. и многие другие цветковые растения. Увеличение разнообразия покрытосеменных обусловлено изменением условий обитания, о чем свидетельствуют залегающие выше по разрезу морские осадки, содержащие фауну среднего и позднего сеномана. Надо заметить, что по р. Горной, где обнаружены остатки фауны среднего сеномана (*Turrilites costatus*) и другим водотокам правобережья р. Анадырь, в том числе по р. Быстрой (*Inoceramus* aff. *nipponicus*), сводный разрез кривореченской свиты составлен по разрозненным небольшим обнажениям, пространство между которыми закрыто чехлом четвертичных отложений. Мощность частных разрезов подсчитывали с помощью графиков. В связи с разобщенностью обнажений на всей площади правобережья р. Анадырь, нельзя здесь исключать тектонические нарушения. Их наличие подтверждают работы, проведенные А. И. Дворянкиным с соавторами [5] на левобережье р. Анадырь, в бассейне р. Чинейвеем. До этих исследований считали, что северо-западный борт Пенжинского прогиба, примыкающего к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу (ОЧВП), представляет собой полого падающую на юго-восток моноклиналь с непрерывным наращиванием разреза верхнемеловых отложений к центру этого прогиба.

При картировании участка на правобережье р. Чинейвеем А. И. Дворянкин и его соавторы установили, что эта моноклиналь в действительности представляет собой серию тектонических блоков северо-восточной ориентировки. При этом оказалось, что поле пород, ранее выделяемое в кривореченскую свиту, также образует тектонический блок шириной около 4 км, ограниченный разломом дугообразной формы. В отложениях этого блока обнаружен чинейвеемский комплекс растений, значительно отличающийся от гребенкинского флористического комплекса составом хвойных и покрытосеменных. Чинейвеемскую палеофлору Е. Л. Лебедев датирует сеноном.

Тектонический блок грубообломочных туфогенно-терригенных пород с чинейвеемским комплексом флоры с юго-востока по разлому контактирует с толщей, которую раньше относили к дуговской свите позднетуровского возраста. В результате этого признавали более древний сеноманский возраст флороносной толщи и ее считали аналогом кривореченской свиты.

Предшествующие исследователи (Г. П. Терехова, Л. А. Анкудинов, А. Д. Девятилова и др.) считали, что датированная по фауне туровская дуговская свита без признаков несогласия сменяет вверх по разрезу рассматриваемого участка тол-

шую, в которой обнаружена чинейвеемская сенонская флора. Таким образом, вместо крыла моноклинали вырисовывается система наклонных в одном направлении тектонических чешуй, в которых местами более молодые отложения подстилают более древние.

На правобережье р.Анадырь, как и в бассейне р.Чинейвеем, породы кривореченской свиты состоят, вероятно, из блоков (чешуй) северо-восточного направления. Приподнятым тектоническим блоком вполне может быть выход коренных пород (обн.33) по р.Малая Гребенка с фауной позднего альба - низов раннего сеномана и флорой нижнего подкомплекса гребенкинского флористического комплекса.

В районе бухты Угольной одновозрастной с нижним подкомплексом может быть палеофлора из нижней половины нижнегинтеровской подсвиты. В основании подсвиты Г.П.Терехова [7] собрала остатки растений *Hausmannia ex gr. biloba* Prtun., *Hausmannia* sp., *Cladophlebis* aff. *williamsonii* (Brongn.) Brogn., *Sagenopteris* sp., *Nilssonia* sp., *Neozamites* sp., *Dicotylophyllum* sp., которые, по заключению А.Ф.Ефимовой, относятся к концу раннего мела. В вышележащих песчаниках и углистых алевролитах "полосатой" пачки нижнегинтеровской подсвиты совместно с *Turrilites costatus* и иноцерамами были найдены *Baiera cf. gracilis* (Beau.) Bunb., *Hedera cf. curva* Holl., *Sassaphras polevoii* (Krysht.) Jarm. (?), *Dalbergites elegans* Efimova, *Dicotylophyllum* sp. и множество обрывков неопределенных папоротников и двудольных. Почти все виды были описаны А.Ф.Ефимовой.

А.Б.Герман [3], пересмотревший коллекции флоры из нижнегинтеровской подсвиты, расширил список гинтеровского комплекса. Установленные в нем некоторые виды папоротников, цикадофитов, хвойных и покрытосеменных присутствуют в нижнем подкомплексе гребенкинского флористического комплекса.

В Восточно-Чукотском секторе ОЧВП близкой по возрасту с нижним подкомплексом гребенкинского флористического комплекса является палеофлора, собранная В.П.Аркавым в 1975 г. в породах нырвакинотской толщи на северном побережье залива Креста.

Нырвакинотская толща с угловым несогла-
сием залегает на нижнемеловых терригенно-осадочных отложениях и согласно или с незначительным размывом перекрывается амгеньской толщей.

Толща сложена андезитами, преимущественно роговообманковыми, туфами андезитов, реже дацитами и их туфами, а также туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами. Мощность до 1000 м.

В туфоалевролитах содержатся растительные остатки *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis* sp., *Tchukoptopteris* sp., *Taeniopteris rhitidodrachis* Krysht., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Desmophyllum* sp., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Parataxodium* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Torreya gracillima* Holl., *Araucarites aff. anadyrensis* Krysht., *Podozamites graminensis* Heer, *P. eichwaldii* Schimp. (определения автора).

В Охотском секторе ОЧВП (Северное Приохотье) на одном стратиграфическом уровне с нижним подкомплексом гребенкинского флористического комплекса, вероятно, находится баанджинский комплекс растений, собранный Е.Л.Лебедевым [9] в угленосных отложениях баанджинской толщи по рр.Баанджа, Широкая и ручью Угольному (междуречье Тас-Бургагылкан).

Во флороносных слоях баанджинской толщи собрано около 70 видов древних растений (список не опубликован). В составе этого необычного комплекса преобладают хвойные *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Podozamites* sp., *Nageiopsis* sp., *Pagiophyllum triangulare* Prtun., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., разнообразные цикадофиты. Покрытосеменные редки. Баанджинский растительный комплекс Е.Л.Лебедев датирует поздним альбом.

Сотрудники Хасынского государственного горно-геологического предприятия "Комплекс" С.В.Пеканов и И.Ф.Семышев в 1996 г. в бассейне р.Широкая повторили сборы баанджинской флоры. В ней автором установлено 34 вида меловых растений. По составу цикадофитовых, хвойных и покрытосеменных баанджинский комплекс растений древнее арманского из бассейна р.Арманд (Северное Приохотье). Он отвечает, скорее всего, нижнему подкомплексу гребенкинского флористического комплекса.

Верхний подкомплекс гребенкинского флористического комплекса по систематическому составу основных групп растений (папоротников, голо- и покрытосеменных) имеет большое сходство с арманским, установленным в разрезе одноименной свиты на р.Арманд [16]. Из папоротников в обоих комплексах ведущими являются роды *Asplenium*, *Birisia*, *Cladophlebis*. Большое сходство наблюдается в видовом составе *Gleichenites*. Для них характерен *Sagenopteris variabilis*. Из цикадофитов общими являются *Nilssonia*, *Taeniopteris*. Гинкговые в верхнем подкомплексе гребенкинского комплекса представлены тремя видами, а в арманском - двумя. Остатки реликтового рода *Czekanowskia*, известного в арманской флоре, в верхнегребенкинском подкомплексе не установлены. Среди покрытосеменных общими являются ли-

стя платанообразного типа, а также *Dalembia*, *Celastrophyllo*, *Menisperites*, *Dalbergites*, *Araliaephyllo*, *Trochodendroides* и другие двудольные.

Наибольшее сходство верхнегребенкинского подкомплекса и арманского комплекса проявляется в составе хвойных. Примечательны среди них *Cephalotaxopsis* (*Taxites*), *Pagiophyllo* и *Sequoia*. Отпечатки *Podozamites* часто встречаются в арманской свите (три-четыре вида), единичные листья *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun найдены в верхнем подкомплексе гребенкинского комплекса. *Thuya cretacea* (Heer) Newb. обнаружена только в одном слое по р. Гребенка, а морфологически близкий род *Libocedrus* установлен в нескольких захоронениях арманской свиты.

Таким образом, кроме сходства систематического состава верхнего подкомплекса гребенкинского комплекса и арманской палеофлоры наблюдается некоторое различие, вероятно, связанное с условиями обитания растений в разных ландшафтных зонах. Гребенкинский комплекс произрастал на открытой приморской равнине, тогда как арманские захоронения отражают растительность межгорных впадин. В составе хвойных арманского комплекса появляются *Libocedrus arctica* Sveshn. et Budants. и *Sequoia minuta* Sveshn., характерные для более высоких стратиграфических уровней верхнего мела Сибирско-Канадской палеофлористической области; в составе покрытосеменных преобладают листья с зубчатым краем *Zizyphus*, *Araliaephyllo*, *Dalembia* и др., свидетельствующие о более холодном климате в арманское время по сравнению с климатом верхнегребенкинского времени. В северных широтах в среднемеловое время максимум похолодания, по последним данным [4], приходится на турон. Поэтому при монографическом описании всех групп растений арманского комплекса из стратотипического разреза на р. Армань (автором изучены только покрытосеменные [16]) возраст его может оказаться несколько моложе верхнего подкомплекса гребенкинского флористического комплекса.

Приводится описание *Paleonuphar terechovae* (Philipp.) Philipp. из верхнего подкомплекса гребенкинского растительного комплекса.

Семейство Nymphaeaceae

Род *Paleonuphar* Hollick, 1930

Paleonuphar terechovae (Philipp.) Philipp.

Табл.2, фиг. 1-4

Protophyllum terechovae - Филиппова, 1993, стр.137, табл.37, фиг. 1,2; табл.40, фиг. 1.

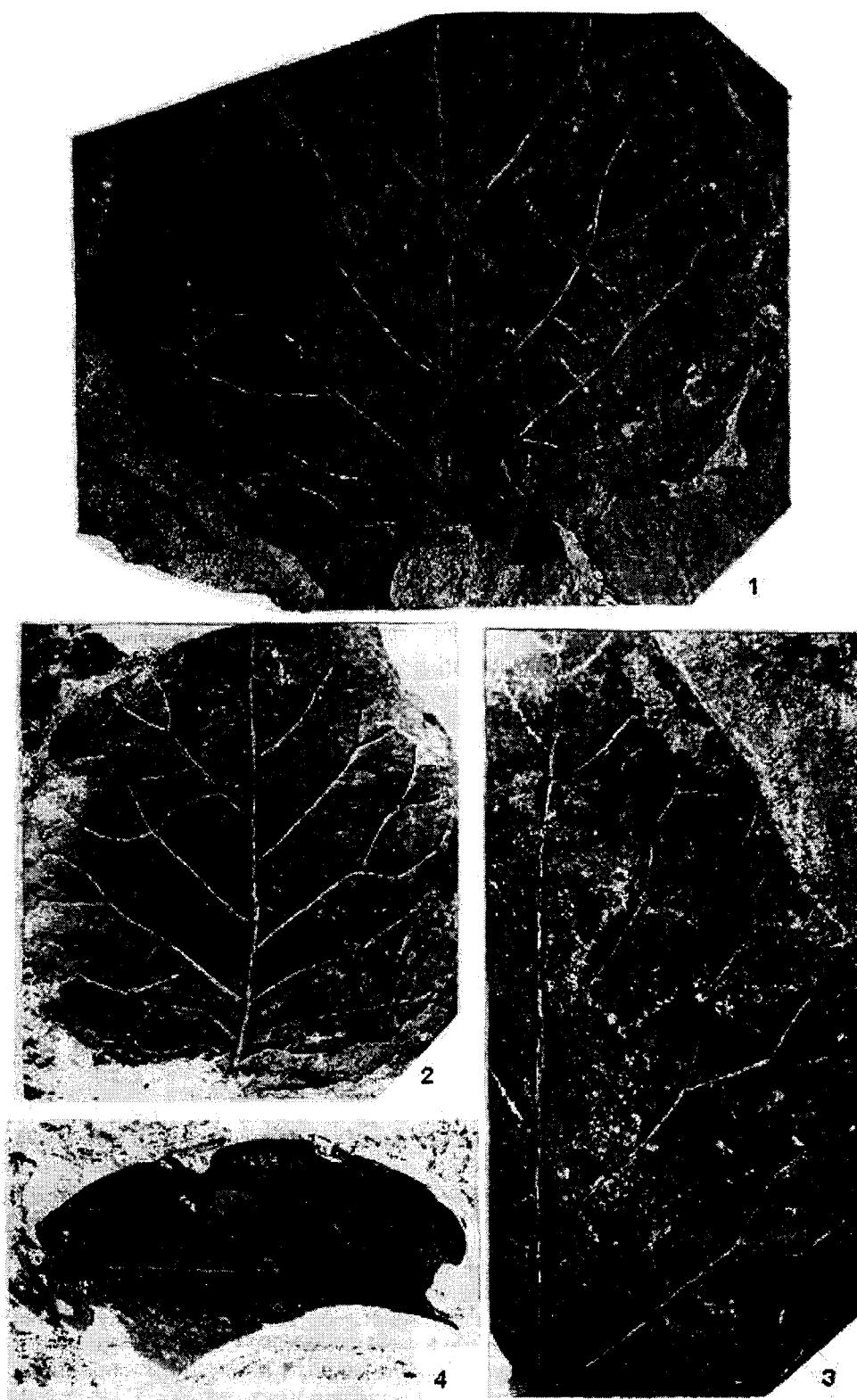
Описание. Листья простые, черешковые, различной величины (5-13 см дл 2-6 см. шир.), яйцевидной, широкояйцевидной формы, имеют приостренную, реже острую верхушку и почковидное или слегка выемчатое основание. Доли основания листа иногда сближены. Край листовой пластинки цельный. Жилкование перистое, брохидодромное. Средняя жилка в основании массивная, ближе к верхушке листа утончается. Вторичные жилки (7-9 пар) очередные или попарно-сближенные, дуговидно-изогнутые, отходят от средней под углом 50-60°, вильчато разветвляются до трех раз, у края листа образуют ряд петель неправильной формы. Длина вторичных жилок увеличивается от базальной до четвертой пары, а выше начинает уменьшаться. Базальные жилки короткие, отходят от средней выше места прикрепления черешка или непосредственно от него, вильчато разветвляются, соединяются между собой и ответвлениями вторичных жилок. Ниже базальных расположены одна-две пары тонких инфрабазальных жилок, направленных в сторону и книзу в доли (выступы) почковидного основания листа. Третичное жилкование неправильно-сетчатое (жилки соединяются одна с другой и со вторичными, образуя сетку, углы которой варьируют) между вторичными жилками нерегулярно прослеживаются короткие, тонкие промежуточные жилки.

Сравнение. Гребенкинский вид по морфологическим признакам (почковидному основанию,циальному краю, петлевидному жилкованию) имеет некоторое сходство с *Paleonuphar inopina* Holl. ([19], стр.75, табл.40, фиг.5) из верхнемеловых отложений бассейна р. Юкон на Аляске, от которого отличается характером верхушки, несколько иной формой листьев, отхождением вторичных жилок от средней, их количеством. У юконского вида верхушка листа слабо выемчатая, вторичные жилки (12 пар) отходят от средней почти под прямым углом, отсутствуют промежуточные жилки.

Paleonuphar terechovae имеет некоторое сходство с *P. nordenskioldii* (Heer) Bell ([18], стр.36, табл. 18, фиг.2,4) из верхнего мела формации Данвеган Западной Канады. Сходство этих видов наблюдается в размере листьев, форме основания, вильчатом ветвлении вторичных жилок. Отличие состоит в жилковании высшего порядка. У канадского вида третичное жилкование лестничное (жилки почти перпендикулярны вторичным), а жилки четвертого порядка образуют более или менее квадратную сеть; тогда как у анадырского вида жилкование высшего порядка неправильно-сетчатое.

От других представителей нимфейных рассматриваемый вид имеет еще большее отличие.

Фототаблица

Фиг. 1-4. *Paleonuphar terechovae* (Philipp.) Philipp.

1 - почти полный лист, р.Гребенка, сборы А.Д.Девятиловой и Г.Г.Филипповой, 1975 г., обн. 70; 2 - почти полный лист, р.Чукотская, сборы те же, обн.173; 3 - боковая часть крупного листа, р.Гребенка, сборы те же, 1975 г., обн.71; 4 - лист, р.Гребенка, сборы И.П.Васецкого, 1958 г., обн.903.

Распространение. Кривореченская свита, поздний альб-сеноман, рр.Гребенка, Чукотская, верхний подкомплекс гребенкинского флористического комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анкудинов Л.А. Стратиграфия верхнемеловых - кайнозойских отложений центральной части Пенжинского прогиба. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 41 с.
2. Вахрамеев В.А. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1996, № 3. С.76-87.
3. Герман А.Б. Сеноманская флора бухты Угольная / Северо-Восток России // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1988, № 11. С.110-114.
4. Герман А.Б. Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона в связи с изменением климата // Стратиграфия и стратиграфическая корреляция. М. Наука, 1994. Т.2. № 4. С.62-77.
5. Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Чиней-веемский сенонский флористический комплекс северо-востока России (левобережье р.Анадырь) и его геологическое значение // ДАН РАН, 1993. Т.333. № 4. С.473-476.
6. Девятилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р.Анадырь // Геология и геофизика, 1980. № 12. С.62-70.
7. Ефимова А.Ф., Терехова Г.П. О возрасте гинтеровской свиты в бухте Угольной // Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1966. № 14. С.63-76.
8. Криштофович А.Н. Меловая флора бассейна р.Анадырь // Тр.БИН АН СССР. Сер.8. Палеоботаника, 1958. Вып.8. С.7-71.
9. Лебедев Е.Л. Флора верхнемезозойских континентальных отложений междуречья Тас-Бургагылкан (Северное Приохотье). Мезозой Северо-Востока СССР (Тез. Докл. Межведомственного стратиграфического совещания). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1975. С. 127-128.
- 10.Лебедев Е.Л. Новый род покрытосеменных северо-востока Азии - *Greebenkia*// Палеонтологический журнал, 1986. № 1. С. 134-139.
- 11.Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 192 с.
- 12.Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (к проблеме становления кайнофита). 27 Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. 56 с.
- 13.Терехова Г.П. О возрасте кривореченской свиты и гребенкинского флористического комплекса // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С.100-117.
- 14.Филиппова Г.Г. Палеоботаническая характеристика континентальных отложений сеномана среднего течения р.Анадырь // ДАН СССР, 1978. Т.239. № 1. С.165-168.
- 15.Филиппова Г.Г. Сеноманская флора реки Гребенка и ее значение для стратиграфии // Дальневосточная палеофлористика (Тр. БПИ ДВНЦ АН СССР, нов.сер.), 1979. Т.53 (156). С.91-115.
- 16.Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора северо-востока России. М.: Недра, 1993. 232 с.
- 17.Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья р.Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1982. 165 с.
- 18.Bell W.A. Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heart, and Milk River formation of Western Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1963. - N 94. - p.1-76.
- 19.Hollick A. The Upper Cretaceous Floras of Alaska // Geol. Surv. Prof. Pap. - 1930. - 128 p.

Поступила в редакцию 21 июня 1997 г.

G.G.Filippova

Grebenka floral assemblage in the Anadyr' River basin (Chukotka)

The Grebenka floral assemblage on the right bank of the Anadyr River (Krivorechenskaya suite) is divided into the lower and upper subsassemblage. The lower one originated from deposits on the Malaya Grebenka, Srednyaya Orlovka and Beryozovaya Rivers. Its age is specified as Late Albian - Earliest Cenomanian on the basis of both floral and faunal remains in the Malaya Grebenka River. The upper subsassemblage of the Grebenkinsky complex was derived from deposits on the Grebenka (Yeliseevsky outcrops), Chukotskaya, Bystraya (right bank of the Anadyr River) and Krivaya Rivers, Vetyvistaya River, right tributaries of the Ubienka R. (left bank of the Anadyr R.). The upper subcomplex is dated as Cenomanian; possibly, Cenomanian - Earliest Turonian, according to flora-bearing layers of the Krivorechenskaya suite conformably overlapped by marine deposits of the Dugovskaya suite with Turonian fauna.

МОЩНОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕГМЕНТЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Т.И.Линькова, Ю.Ю.Иванов.

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

Для северо-западной части Тихого океана сделана попытка определения изменений количественного распределения четвертичных осадков с использованием палеомагнитной стратиграфии. Для этого составлены три карты мощностей осадков и скоростей осадконакопления за определенные временные интервалы, которые ограничены рубежами магнитометрической шкалы: до границы хронов Брюнес-Матуяма (0-700 тыс. лет); начало субхона Харамильо-граница хронов Брюнес-Матуяма (700-950 тыс. лет); начало субхона Харамильо-окончание субхона Олдувэй (950-1670 тыс. лет). На картах мощности осадков, накопившихся за указанные временные интервалы времени, изображены в виде изопахит, выбор которых для каждой из карт согласовывался с численными значениями средних скоростей осадконакопления. Показано, что для всей северо-западной части Тихого океана имеет место увеличение темпов осадконакопления и усиление дифференциации в распределении осадков к концу палеомагнитного хона Матуяма. Максимальные скорости осадконакопления имели место в течение последних 700 тыс. лет (палеомагнитный хон Брюнес).

ВВЕДЕНИЕ

Карта «Мощности и скорости осадконакопления позднеплейстоценовых отложений Тихого океана» масштаба 1:25000000 составлена в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ ДВО АН СССР на основе обобщения результатов палеомагнитных определений границы эпохи Брюнес-Матуяма в глубоководных донных осадках Тихого океана [1]. Результаты магнитостратиграфических исследований были получены как в палеомагнитной лаборатории СВКНИИ, так и за рубежом [3-10] (всего более 800 точек).

На представленной карте мощности осадков, сформировавшихся за эпоху Брюнес (700 тыс. лет), изображены с помощью изопахит, построенных через 2 м до глубины 20 м и через 10 м при глубине выше 20 м (рис. 1).

Поля, ограниченные на карте изопахитами, представляют собой участки дна, характеризующиеся средними скоростями осадконакопления за 700 тыс. лет: 0-1,2 мм в 1000 лет ограничены изопахитой 1 метр; 1, 2-3 мм в 1000 лет - изопахитами 1 и 2 м; 3-6 мм в 1000 лет - изопахитами 2-4 м; 6-9 мм в 1000 лет - изопахитой 4- 6 м; 9-12 мм в 1000 лет - изопахитами 6-8 м; более 12 мм в 1000 лет – области с изопахитами выше 8 м, где также могут быть выделены районы с более дробным расчленением интервалов скоростей осадконакопления. На карте эти поля заполнены различной штриховкой.

На карте приведено количественное распределение осадков, сформировавшихся за временной интервал позднего плейстоцена. При анализе распределения мощностей осадков могут быть выявлены закономерные связи между процессом осадкообра-

зования и условиями природной среды. Наглядное представление об интенсивности процесса осадконакопления в различных областях акватории Тихого океана можно получить по численным значениям мощностей осадков и скоростей седиментации.

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ ОСАДКОВ И СКОРОСТЕЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Минимальные мощности и скорости осадконакопления характерны для пелагических областей океана, расположенных в северном и южном полушариях и занимающих субширотное положение зоны субтропического климата. Интервалы численных значений скоростей накопления осадков в этих областях находятся в пределах от 0 до 3 мм за 1000 лет. Внутри этих обширных областей выделяются районы, в которых интенсивность осадконакопления минимальна, и они ограничены изопахитой 1 м. В этих же районах часто встречаются участки дна океана, где на поверхность дна выходят отложения более древнего возраста, что обусловлено процессами неосаждения или размыва осадков под действием придонных течений. По-видимому, районы, выделенные изопахитой 1 м, могут характеризоваться как участки дна океана, где наблюдается перерыв в осадконакоплении за рассматриваемый период времени. Для этих же областей повышена вероятность обнаружения железо-марганцевых конкреционных образований.

К северу и югу от рассматриваемых выше областей, с незначительными областями осадков, ограниченными изопахитой 2 м, располагаются области океана, в которых наблюдается быстрое возрастание

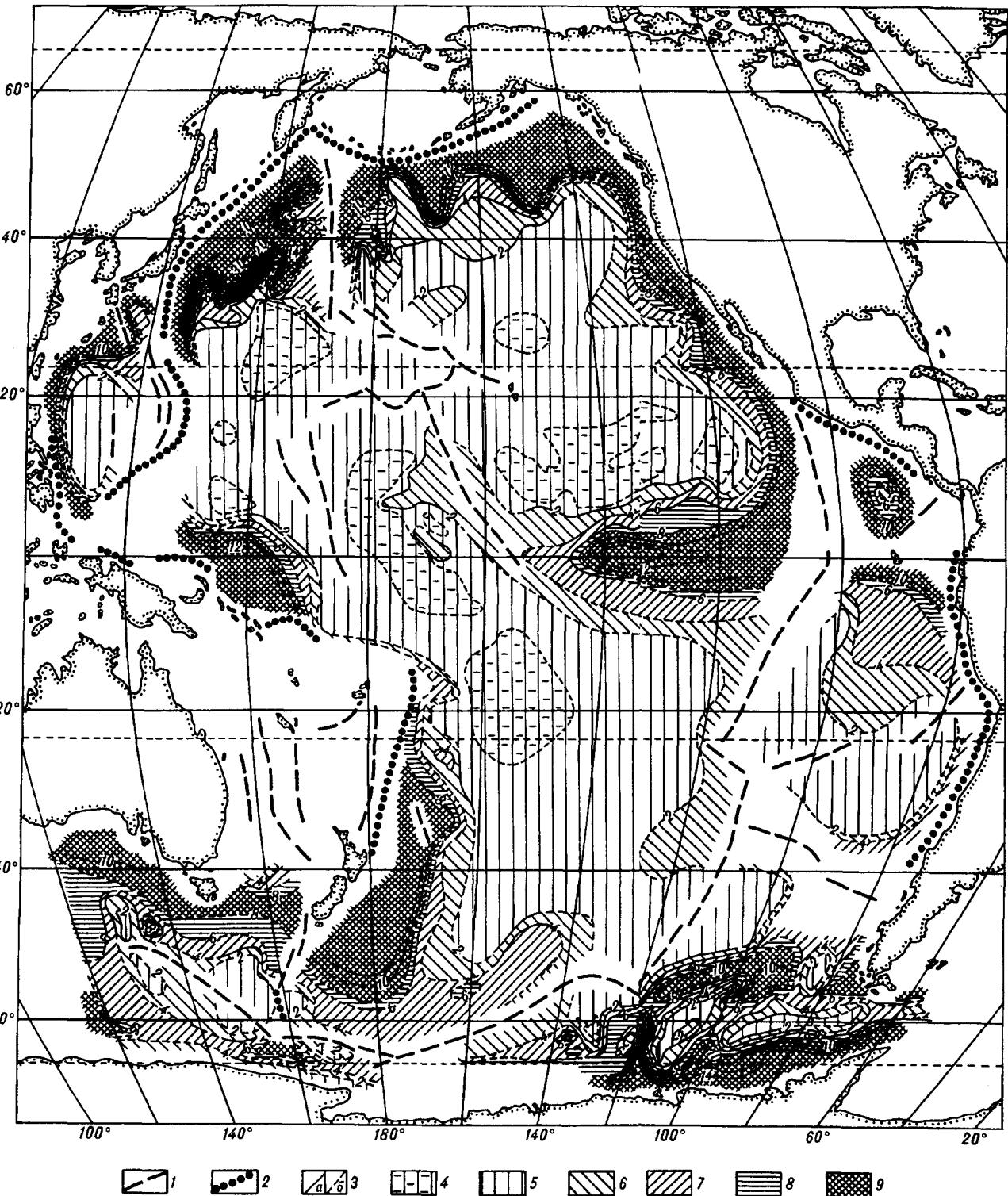


Рис.1. Карта распределения мощностей осадков и скоростей осадконакопления палеомагнитного хрома Брюнес Тихом океане.

1- основные горные системы дна океана; 2- глубоководные желоба; 3- изопахиты в м: а) выделяемые, б) предполагаемые; 4-9 – скорости осадконакопления в мм за 1000 лет: 4 – менее 1; 5 – 1-3; 6 – 3-6; 7 – 6-9; 8 – 9-12; 9 – более 12.

мощностей осадков. Подобное увеличение интенсивности осадконакопления обязано циркумконтинентальному влиянию, которое усиливается в зонах гумидного климата. Наибольшие мощности отложений зафиксированы в северо-западной части Тихого океана, где в скважинах глубоководного бурения 578, 579 и 580 глубина изохроны 700 тыс. лет находится на уровне 40 м [4,5]. Столь высокие темпы осадкообразования в этой части акватории океана связаны как с привносом терригенного материала с азиатского континента поверхностными течениями, так и с повышенной биологической продуктивностью в условиях умеренного гумидного климата. В приантарктическом секторе Тихого океана мощности осадков позднего плейстоцена несколько ниже, чем в северном полушарии (рис.1), в связи с тем, что воздействие терригенного фактора здесь несколько ослаблено отсутствием обширных площадей денудации, которые наблюдаются в северной части акватории [2]. Осадки приантарктической области гумидного климата в большей мере содержат биологическую компоненту, чем на севере.

В экваториальной области Тихого океана мощности отложений достигают 20 м и в большей мере связаны с высокой биопродуктивностью в условиях тропического климата.

В западной части экваториальных широт Тихого океана, в пределах Центральной котловины, мощности позднеплейстоценовых отложений значительно уменьшаются и сильно варьируют. Одновременно происходит и смена фациального состава осадков - это районы накопления практически бескарбонатных кремнисто-глинистых и глинистых илов. Скорости осадконакопления меняются в связи с изменчивостью рельефа дна и существенного влияния динамики придонных вод антарктического происхождения. Выделены большие по площади районы, где на поверхности дна встречены отложения неогенового и палеогенового возраста. В некоторых случаях они перекрыты небольшими по мощности слоями кремнисто-глинистых осадков, образовавшихся за последние 700 тыс. лет. Анализ отдельных колонок осадков из этого района позволяет предположить, что на протяжении плейстоценового периода происходили изменения в интенсивности осадконакопления в тех или иных районах рассматриваемой области океана как в результате поступления осадкообразующего материала, так и при воздействии придонной гидродинамики. Большую роль в количественном распределении отложений играет характер расчлененности рельефа дна океана, который влияет на изменение направлений и скорости течений. При этом возникают участки дна, на которых происходит либо размыв уже образовавшегося слоя осадков, либо наоборот - ослабление воздействия

текущий, что приводит к повышенным темпам осадконакопления. Подобная несимметричность в распределении отложений наблюдается на таких крупных морфоструктурах в северо-западной части Тихого океана, как возвышенности Шатского и Хесса, а также в приантарктическом секторе океана.

Более детальный анализ рассматриваемой карты с привлечением данных по литологии и микропалеонтологии дает возможность получить сведения о перераспределении осадочного материала и циркуляции вод в Тихом океане.

Для того чтобы проследить изменения количественного распределения осадков в северо-западной части Тихого океана на протяжении четвертичного периода, были составлены карты распределения мощностей осадков и скоростей осадконакопления за определенные интервалы плейстоценового времени. Эти интервалы ограничены следующими рубежами магнитохронологической шкалы: граница хронов Матуяма-Брюнес (700 тыс. лет); начало субхрона Харамильо (950 тыс. лет) и конец субхрона Олдувой (1670 тыс. лет). Выбор изопахит для каждой из карт обусловлен возможностью сопоставления средних скоростей осадконакопления за разные временные интервалы.

На рис.2 представлена карта распределения мощностей осадков и средних скоростей осадконакопления за временной интервал 700-0 тыс. лет для северо-западного сегмента Тихого океана. Седиментационные максимумы, наблюдаемые на северной окраине океана и в западной экваториальной области, примыкающие к островам Гвинеи и Меланезии, обязаны своим происхождением циркумконтинентальной зональности, усиленной климатическими особенностями гумидных зон северных и экваториальных широт. Большое влияние на распределение осадочного материала в северо-западной части Тихого океана оказывают поверхностные и придонные движения водных масс. Мощное Северо-Тихоокеанское течение обеспечивает привнос терригенного материала с Азиатского побережья. Сложный характер динамики придонных вод в условиях расчлененного рельефа существенно сказывается на перераспределении осадочного материала в районах морфоструктур дна океана. Контрастные изменения мощностей осадков установлены в районах крупных поднятий - возвышенностей Шатского и Хесса, а также в зоне Императорского глубинного разлома и к востоку от него (рис.2).

Субтропическая область океана (зона аридного климата) характеризуется меньшими мощностями накопившихся здесь за последние 700 тыс. лет осадков. Выделяются обширные площади океанского дна, которые на карте ограничены изопахитой 1 м и со скоростями осадконакопления эвпелагических глин менее 1 мм в 1000 лет.

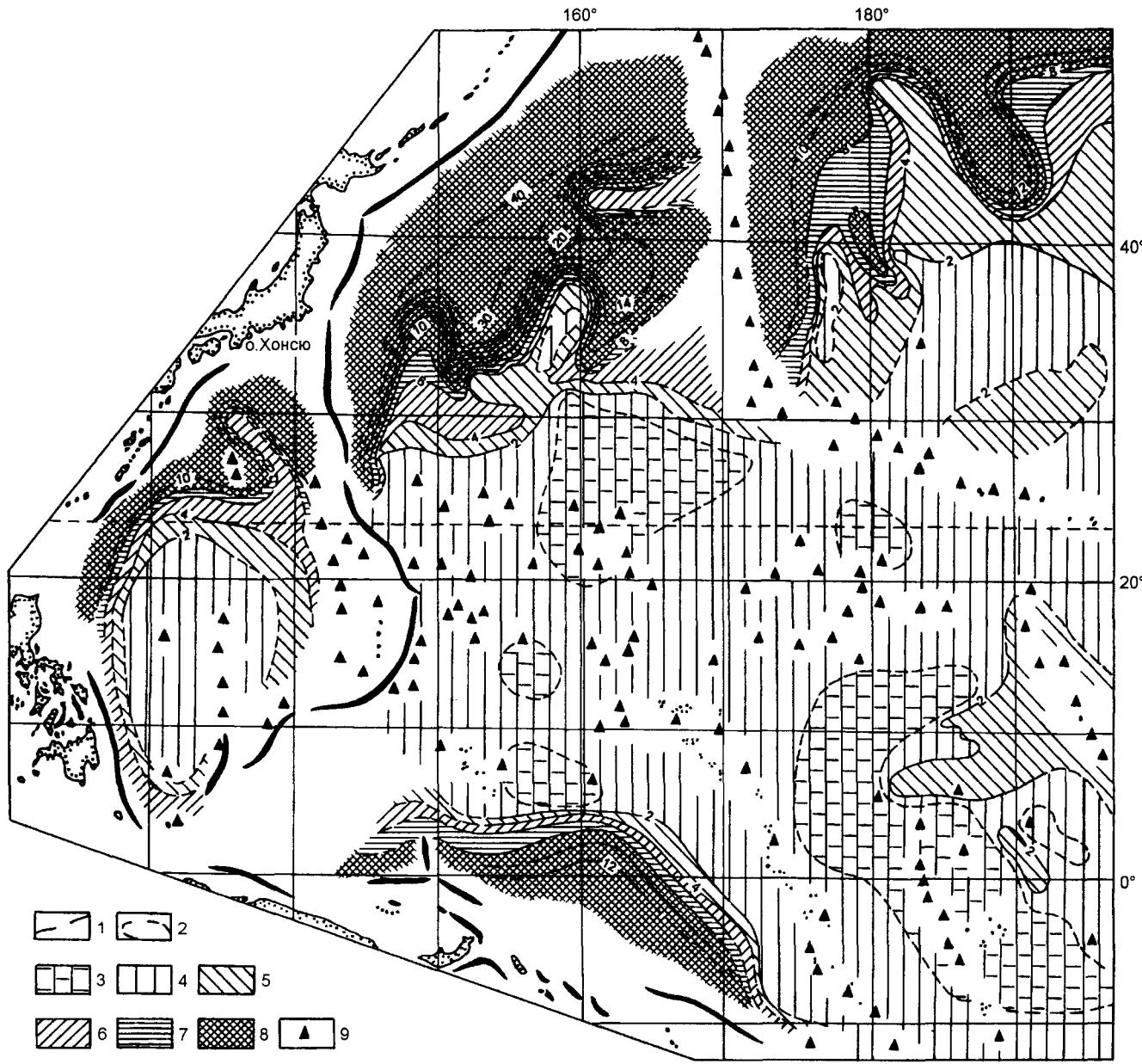


Рис.2. Карта распределения мощностей осадков и скоростей осадконакопления за временной интервал 0-700 тыс лет в северо-западной части Тихого океана.

1,2 - изопахиты в м, установленные (1) и предполагаемые (2); 3-8 – скорости осадконакопления в мм за 1000 лет: 3 – менее 1; 4 – 1-3; 5 – 3-6; 6 – 6-9; 7 – 9-12; 8 – более 12; 9 - подводные горы

В экваториальной части Центральной котловины мощности осадков также минимальны. На поверхность дна нередки выходы кремнистых диатомово-радиоляриевых осадков плиоценового и миоценового возраста [7], что может свидетельствовать о происходящих здесь процессах эрозии и выноса уже образовавшихся отложений или неотложения осадочного материала под действием придонных течений антарктического происхождения. Выделенные области минимальных средних скоростей осадкона-

копления хорошо согласуются с полями распространения железо-марганцевых конкреций на дне океана.

На карте мощностей осадков и средних скоростей осадконакопления временного диапазона 950-700 тыс. лет изопахиты отражают мощности отложений, накопившихся за 250 тыс. лет и проведены через 0,7 и 0,8 м (рис.3). При сравнении с картой отложений храна Брюнес выделяются некоторые особенности в распределении скоростей накопления осадков периода 950-700 тыс. лет. Обращает на себя

внимание существование областей океанского дна, в которых темпы осадкообразования за это время были выше или ниже, чем за последние 700 тыс. лет. Такие области, в основном, приурочены к районам, примыкающим к возвышенностям Шатского и Хесса. Так, в котловине к западу от возвышенности Шатского скорости осадконакопления рассматриваемого интервала времени были ниже, чем за период 700-0 тыс. лет. Такое же соотношение скоростей накопления осадков для двух указанных интервалов наблюдается у западного подножия возвышенности Хесса. Заметно повышение скоростей отложения осадков к востоку от указанных возвышенностей. В приэкваториальной области западной части Тихого океана, наряду с участками, где отмечаются относительно повышенные скорости осадконакопления, существовали районы с крайне низкими их значениями.

В Филиппинском море, по окраинам его центральной части, темпы осадконакопления в период 950-700 тыс. лет были несколько выше, чем в последующие 700 тыс. лет. Для всего северо-западного сегмента Тихого океана наблюдается понижение средней скорости осадкообразования за время 950-700 тыс. лет по сравнению с периодом 700-0 тыс. лет (хрон Брюнесс), за исключением отдельных областей акватории. Наиболее сильные изменения интенсивности осадконакопления за указанный период происходили в пределах умеренных широт океана.

На карте времени 1670-950 тыс. лет (ранний-средний плейстоцен) изопахиты проведены через 2 м (рис. 4), (как и на первой карте (рис. 2)). Мощности осадков, накопившихся за этот период, заметно снижены по сравнению с равным по длительности палеомагнитным хроном Брюнес (рис. 2); средние ско-



ности осадконакопления меньше и по сравнению с временным интервалом 950-700 тыс. лет (рис. 3). В размещении мощностей осадков раннего этапа плейстоцена наблюдается их более равномерное распределение. Интенсивность осадкообразования на севере возвышенности Шатского, к западу и на западных окраинах возвышенности, значительно меньше, чем во время двух более поздних периодов.

При анализе всех трех карт (рис. 2, 3, 4) прослеживается общая закономерность в размещении осадочных масс под влиянием природной зональности океанского седиментогенеза и на всем протяжении четвертичного периода. В то же время, все три карты отличаются друг от друга пространственным соотношением скоростей осадконакопления.

Наиболее заметные изменения интенсивности осадконакопления приурочены к районам крупных

морфоструктур на северо-западной части Тихого океана. На западных флангах возвышенностей Шатского и Хесса, а также на севере возвышенности Шатского до конца хrona Матуяма (700 тыс. лет) осадки накапливались незначительными темпами. Резкое возрастание скоростей накопления осадков в указанных районах началось после 700 тыс. лет, а на восточных окраинах этих структур несколько ранее с рубежа 950 тыс. лет.

Обращает на себя внимание образование области с увеличенными мощностями осадков, выступающей в пелагическую область океана к северо-востоку от возвышенности Хесса, в северо-западной части Северо-Восточной котловины. Возникновение этой области отмечается впервые на карте временного интервала 950-700 тыс. лет (рис. 3). На карте диапазона 700-0 тыс. лет эта область характеризуется



Рис.4. Карта распределения мощностей осадков и скоростей осадконакопления за временной интервал 950-1670 тыс. лет в северо-западной части Тихого океана. Условные обозначения см. на рис.2.

резко выраженным языком повышенных мощностей осадков (до 12 м), который выдается в пелагическую область океана (рис. 2).

Некоторые изменения в распределении мощностей осадков наблюдаются в приэкваториальной области, в районе Центральной котловины. Здесь на карте 950-700 тыс. лет отмечаются районы с несколько повышенными скоростями осадконакопления по сравнению как с более ранним, так и с более поздним временными интервалом. В этот же период были сформированы участки дна (к востоку от возвышенности Магеллана), где осадки этого времени полностью отсутствуют. Для всей северо-западной части Тихого океана имеет место увеличение скоростей формирования осадков и усиление дифференциации в распределении их мощностей к концу палеомагнитного хона Матуяма.

Максимальные средние скорости осадконакопления имели место в течение последних 700 тыс. лет (палеомагнитный хрон Брюнесс).

ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате карттирования мощностей осадков за отдельные временные интервалы четвертичного периода проявились основные черты процесса осадконакопления в северо-западной части Тихого океана:

- в пелагических и приконтинентальных областях умеренных и экваториальных широт океана происходило увеличение интенсивности осадкообразования, которое прослеживается с начала плейстоцена и достигает максимума на поздних его этапах;

- повышение темпов осадконакопления было обусловлено резкими климатическими изменениями. Во время стадиалов понижение уровня океана способствовало усилинию денудации терригенного материала с прилегающих областей континентов;

- климатические осциляции в период последнего миллиона лет приводили к активизации водных масс океана, за счет чего в гумидных зонах повышалась генерация биогенного материала, что в свою очередь, также приводило к увеличению средних скоростей осадконакопления;

- под влиянием придонных течений происходила дифференциация в распределении осадков на дне океана, выразившаяся в субмеридиональном их перераспределении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю. Распределение мощностей осадков эпохи Брюнес в Тихом океане // Геомагнитные исследования на Востоке СССР. Магадан, 1986. С. 86-92.
2. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1975. 437 с.
3. Bleil U. Paleomagnetic studies of North Pacific sediment cores//Init.Rep.DSDP. 1985. V.86. P.441-458.
4. Goodell H.G., Watkins N.D. The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20° West to 160° East longitude // Deep-Sea Res. 1968. V.15, № 1. P. 89-112.
5. Hays J.d., Saito T., Opdyke N.D., Burckle L.H. Pliocene-Pleistocene Sediments of the Equatorial Pacific: Their Paleomagnetic, Biostratigraphic and Climatic Record// Geol. Soc. Amer. Bull., 1969. V.80, №8. P. 1481-1514.
6. Jonson H.P., Kinoshita H., Merrill R.T. Rock Magnetism and Paleomagnetism of some North Pacific Deep-Sea Sediments // Geol. Soc.Amer. 1975. V.86, № 3. P. 412-420.
7. Kobayashi K. et. al. Paleomagnetic Results of Deep-Sea Sediment Cores Collected by Period 1968-1977 // Bull. Ocean Res.Inst.Univ. Tokyo. 1980. №13. 148 p.
8. Koizumi J. Pliocene and Pleistocene diatom datum levels related with Paleoceanography in the northwest Pacific // Marine Micropaleontology. 1986. V.10, №4. P.309-325.
9. Opdyke N., Foster J. Paleomagnetism of Cores from the North Pacific // The Geological Society of America. 1970. V.126. P.83-119.
10. Theyer F., Hammond S.R. Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Bruness to polarity epoch 20// Earth and Planet. Sci. Letters. 1974. V.22. P.307-319.

Поступила в редакцию 3 декабря 1996 г.

T.I.Lin'kova, Yu.Yu.Ivanov

Quaternary sediment thicknesses, the Pacific north-western segment

With the use of paleomagnetic stratigraphy of deep-water bottom sediments, an attempt was made to determine the quantitative sediments distribution during the Quaternary period for the Pacific north-western part. Three maps of sediment thickness and sedimentation rates for the given time interval were compiled which are limited by the magnetometric scale boundaries: the boundary of Brunhes-Matuyama chron is 0-700 000 years; the beginning of Jaramillo subchron – the boundary of Brunhes-Matuyama chron – 700-950 000 years; the beginning of Jaramillo subchron – the end of Oldway subchron – 950-1670 000 years. The sediment thickness accumulated during the mentioned time intervals are shown as isopachs, the choice of which for each map corresponds to the numerical values of the average sedimentation rates.

It is shown that for all the Pacific north-western part an increase in sedimentation rates and differentiation of sediment distribution by the end of paleomagnetic Matuyama chron took place. The maximum sedimentation rates are referred to the last 700 000 years (paleomagnetic Brunhes chron).

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

УДК 550.42

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ ЮЖНОГО ОГРАНИЧЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА*

А.Ю.Антонов

Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск

Петролого-геохимическое исследование распределения спектра РЭЭ и других элементов в главных разновидностях позднемезозойских гранитоидов Станового хребта выявило:

- В пределах массивов интрузивного комплекса Станового хребта формирование гранодиорит(?) - гранит-лейкогранитовых образований по большей мере не могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации какой-либо одной исходной магмы диоритового (монцонитового) или кварцдиоритового состава. Во многих случаях выявляется относительно независимое формирование лейкократовых и меланократовых гранитоидов региона, последние из которых, скорее всего, являются продуктами смешения контрастных по составу салических и базальтоидных магм.
- Позднемезозойские гранитоиды Станового хребта по максимальным содержаниям суммы РЭЭ и легких лантаноидов наиболее соответствуют близким по возрасту, щелочности и кремнеземистости магматическим образованиям внутренконтинентальных рифтогенных зон, в меньшей степени - активных континентальных окраин, наиболее заметно отличаясь от соответствующих по составу вулканитов островных дуг.
- В отличие от гранит-лейкогранитовых разностей в наиболее меланократовых гранитоидах Станового хребта, располагающихся все более к северо-западу по его простирианию, проявлена зональность по распределению РЭЭ. Так, на фоне общего увеличения общей щелочности, калиевости и обогащенности лиофильными элементами, в этих породах увеличивается сумма РЭЭ, причем в гранитоидах северо-запада заметно увеличиваются и значения La/Yb отношения. Данная зональность во многом подобна поперечной зональности в вулканитах островных дуг и континентальных окраин от их фронта вулканизма к тылу.

Пояса гранитоидных батолитов в основном располагаются по краям континентов и характеризуются зональным распределением состава пород, что наиболее четко выражается увеличением в них общей щелочности и калиевости по направлению вглубь континента. Для ряда таких поясов обосновывается генетическая связь с вулканическими образованиями, в которых подобная зональность выражается не менее четко. Пояса гранитоидных plutонов встречаются и внутри континентальных пространств, часто без видимой связи с геосинклинальными прогибами. Их часто относят к внегеосинклинальному магматизму в так называемых "зонах активизации континентов" [15]. Типичным примером таких образований может служить позднемезозойский вулкано-плутонический пояс Станового хребта, расположенный на

южной окраине Алданского щита к северу от подвижной в палеозое и мезозое Монголо-Охотской складчатой области.

Проводимые нами с 1973 года исследования [2, 3, 6, 7, 15 и т.д.] выявили, что пояс позднемезозойских (100-140 млн лет) гранитоидов Станового хребта, расположенный под углом к Монголо-Охотскому поясу, характеризуется изменением составов пород с юго-востока на северо-запад по простирианию региона. Наиболее четко это выражается увеличением в гранитоидах общей щелочности и калиевости, что в какой-то мере можно рассматривать в связи с магматизмом Монголо-Охотского пояса [2, 15]. Данная зональность в составах гранитоидов имеет много общего с поперечной вещественной зональностью многих магматических поясов активных континентальных окраин и ост-

* Примечание рецензента. Учитывая разнородность рассмотренных автором магматических комплексов Становика, неопределенность их геологических позиций, неясность возрастных соотношений, к выводам автора о продольной и поперечной зональности следует подходить весьма осторожно. Не исключено, что рассматриваемые в работе магматические образования обязаны своим появлением совершенно различным геологическим явлениям. В статье на нескольких страницах обосновывается связь гранитоидных комплексов с расплавами, возникшими при переработке корового субстрата, потом автор вводит в рассмотрение "более мафические магмы", и говорит о связи этих расплавов с вулканитами "базальт-андезибазальтового состава". Само по себе такое допущение требует иного подхода к интерпретации геохимических особенностей пород. Возникает необходимость учета геохимических особенностей собственно базитовых расплавов, которые либо выступают как исходные для более кислых дериватов, либо участвуют как составляющие при смешении с кислыми. Каких-либо материалов по базитам в статье нет.

ровных дуг [1,3,15]. При этом, учитывая геологическое положение и масштабы магматического пояса Станового хребта, динамическая основа возникновения и эволюции здесь магматических образований остается до сих пор проблематичной.

Как уже показано [8], для выявления геологической позиции магматических образований могут использоваться геохимические методы исследования, в частности редкоземельного (РЗЭ) состава пород, что продемонстрировано в предлагаемой статье. Распределение спектра РЗЭ изучено в 25 пробах, представляющих главные разновидности позднемезозойских гранитоидов Становика, включая их фазы, фации и т.д., выявленные нами ранее [2,3,6,7, 15]. Это позволило провести детальное их сопоставление по РЗЭ-составам между собой, а также с магматическими образованиями Монголо-Охотского пояса, активных континентальных окраин и островных дуг.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На юго-востоке Становой зоны (рис.1) исследовались известково-щелочные гранитоиды мезоабиссального Токско-Нуя姆ского массива, а в центральной ее части - гипабиссальные и, отчасти, мезоабиссальные гранитоиды Олонграйского, Дюпкайского и Тындинского массивов, имеющие несколько повышенную общую щелочность и калиевость. Все эти массивы характеризуются многофазным и нередко сложнофацальным строением. Главные интрузивные фазы (ГИФ) массивов представлены в основном амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами, местами содержащими шлировидные меланократовые включения. В зонах эндоконтакта эти породы нередко сменяются более меланократовыми разностями кварцевых диоритов и диоритов. Гранитоиды ГИФ иногда прорваны различного размера телами мелкозернистых гранодиоритов и гранитов фазы дополнительных интрузий (ФДИ). Во всех этих образованиях отмечаются жилы аплитовидных лейкогранитов, реже пегматитов, а так же наиболее поздние дайки гранит- и гранодиорит-порфиров.

В северо-западной части Становой зоны исследовались субщелочные гранитоиды Чильчинской интрузии и автохтонного Дырын-Юряхского массива*. Ранняя фаза Чильчинского массива представлена мезоабиссальными крупнозернистыми биотит-амфиболовыми монцонитами и кварцевыми монцонитами, а вторая фаза - крупным массивом гипабиссальных биотитовых гранитов и лейкогранитов. Породы обеих фаз прорваны жилами микрогранитов и аплитов, а также дайками субщелочных гранит- и граносиенит-порфиров.

Автохтонный Дырын-Юряхский массив [6] сложен неоднородными, гнейсовидными, часто обильно порфиробластическими средне- и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами с жилами мелкозернистых гранитов, лейкогранит-аплитов и пегматитов.

Крупные позднемезозойские гранитоидные интрузии Становика характеризуются преимущественно плитообразной формой с узкими трещинными подводящими каналами северо-западного простирания [11]. Они прорывают как метаморфические образования гранулитовой и амфиболитовой фации, так и широко развитые в регионе, преимущественно автохтонные гранитоидные массивы архейского и протерозойского возраста. Гнейсограниты одного из них, а именно Чубачинского

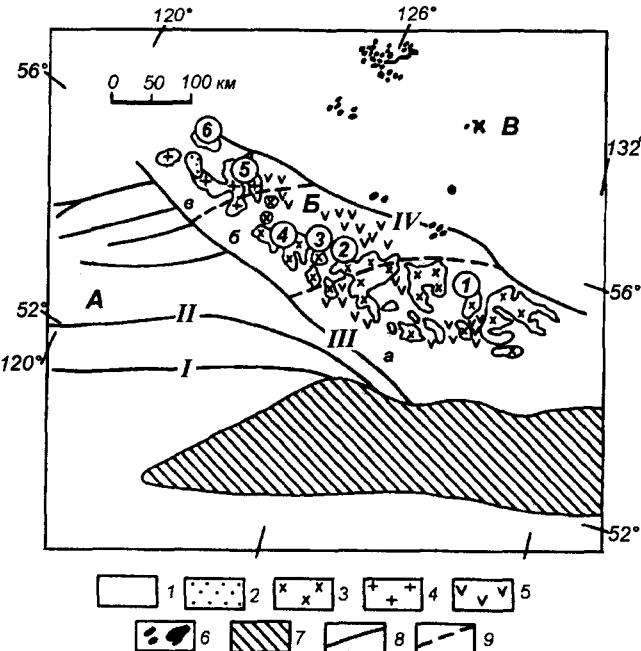


Рис.1. Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А-В - структурно-формационные зоны по [10]: А - Верхнеприамурская, Б - Становая, В - Алданская. а-в - подзоны Становой зоны: а - юго-восточная, б - центральная, в - северо-западная. В Становой зоне выделены: 1 - мезозойские образования; 2-6 - позднемезозойские магматические образования: 2 - монцониты, 3 - гранодиориты, 4 - граниты, 5 - вулканические образования, 6 - магматические породы повышенной щелочности; 7 - позднемезозойский морской Монголо-Охотский прогиб по [12]; 8 - основные разрывные нарушения: I - Южно-Тукурингский и II - Северо-Тукурингский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линеамента; III - Гилюйский и IV - Становой разломы; 9 - границы, разделяющие Становую зону на несколько подзон с различным составом мезозойских гранитоидов. Цифрами в кружках обозначены исследованные гранитоидные массивы: 1 - Токско-Нуя姆ский, 2 - Олонграйский, 3 - Дюпкайский, 4 - Тындинский, 5 - Чильчинский, 6 - Дырын-Юряхский.

* Примечание редактора. Отнесение Дырын-Юряхского массива к мезозою ошибочно.

(в центре региона), для сравнения также были исследованы на содержания РЗЭ.

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Во всех гранитоидах Станового хребта определялся полный спектр РЗЭ. Анализ проводился эмиссионным количественно-спектральным методом с предварительным химическим обогащением из тонкоистертых образцов весом 5-10 г. Методика разработана в Институте геохимии СО РАН [16].

Все результаты определений РЗЭ в изученных гранитоидах, вместе с содержаниями в них основных петrogenных компонентов и некоторыми рассчитанными параметрами их состава отражены в таблице и на рисунках 2-5.

Общий уровень содержаний суммы РЗЭ, включая иттрий, (SumTR) в гранитоидах Станового хребта меняется в весьма широких пределах от

47 до 470 г/т, отражая различную геологическую позицию плутонов, а также характер эволюции их магм. При этом, для всех гранитоидов региона отмечается весьма резкий наклон трендов распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ, обусловленный значительным преобладанием группы легких лантаноидов (SumCe) над группой тяжелых (SumY). Наиболее наглядно это выражается в весьма высоких значениях La/Yb отношения, варьирующих от 13 до 162.

Наиболее меланократовые разности гранитоидов в дифференциальных рядах пород изученных интрузий, т.е. монцониты, диориты и кварцевые диориты, обычно максимально обогащены РЗЭ (от 180 до 470 г/т), причем тем больше (как за счет SumCe, так и SumY), чем дальше к северо-западу они сформированы. Кроме того, значения La/Yb отношения в известково-щелочных гранитоидах юго-восточной и центральной части Станового хребта близки

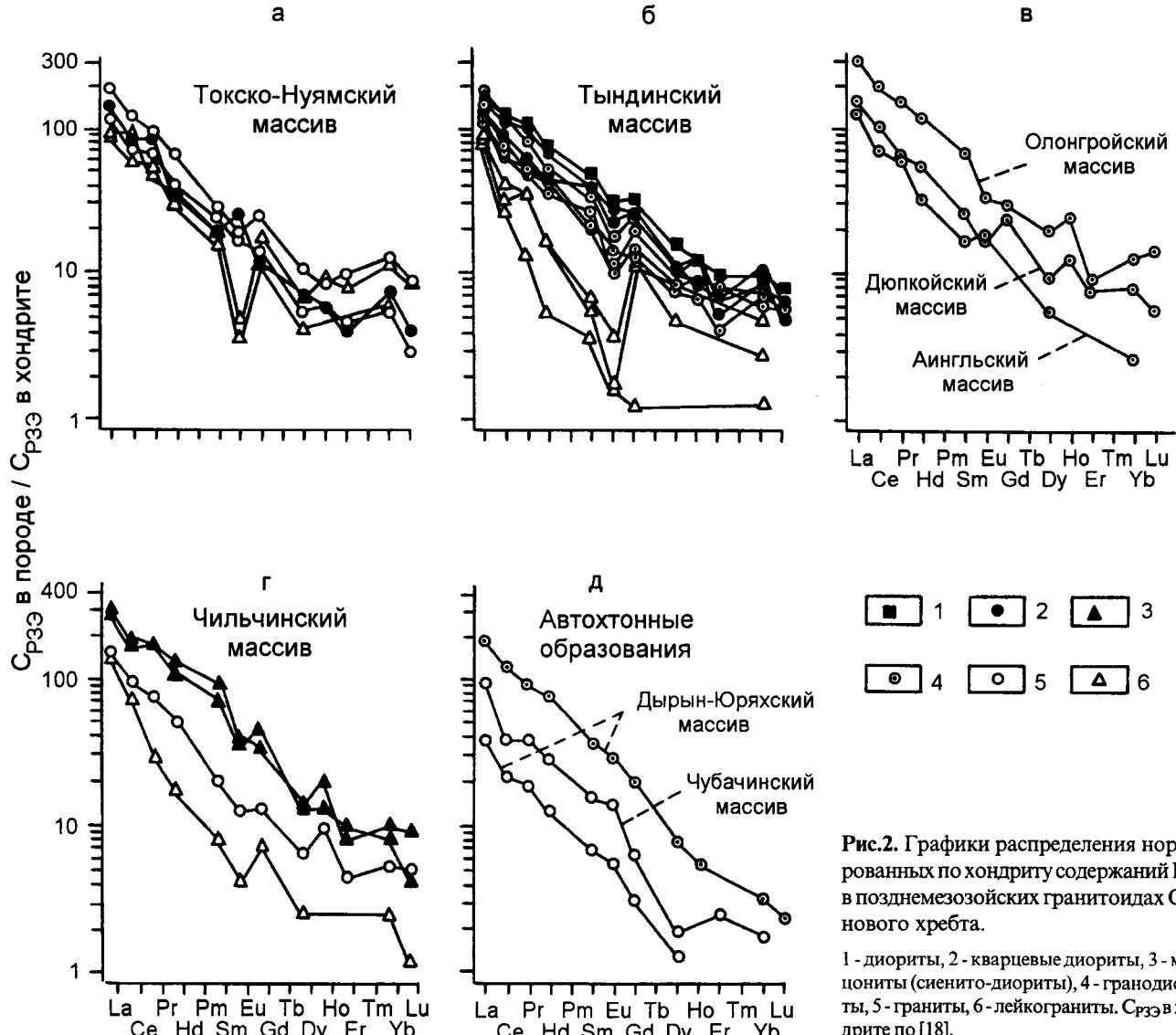


Рис.2. Графики распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в позднемезозойских гранитоидах Станового хребта.

1 - диориты, 2 - кварцевые диориты, 3 - монцониты (сиенито-диориты), 4 - гранодиориты, 5 - граниты, 6 - лейкограниты. C_{REE} в хондрите по [18].

к минимальным ($\text{La/Yb}=28,1-31,7$), а в субщелочных монцонитах северо-восточной части региона - почти вдвое выше ($\text{La/Yb} = 55,0-58,8$).

Во все более лейкократовых гранитоидах соответствующих интрузивных фаз изученных нами массивов Станового хребта (табл.,рис.2-3) обычно отмечается тенденция уменьшения содержаний SumTR, SumCe и SumY, наиболее резко проявленная при переходе от гранитов до лейкогранитов. При этом, если соотношения концентраций легких и тяжелых лантаноидов (La/Yb , SumCe/SumY) в данных гранитоидах (за исключением их крайних лейкогранитовых разностей) в основном близки, то значения отношений содержаний крайних элементов в группе легких лантаноидов (La/Sm) обычно постепенно увеличиваются (вплоть до двухкратных значений), а в группе тяжелых лантаноидов (Gd/Yb) уменьшаются. Соответственно, тренды распределения РЗЭ (рис.2) становятся все более крутыми в их левой части и более пологими в правой части. Латеральная зональность в гранодиоритах региона по данным параметрам проявляется слабо, а в гранитах отсутствует.

Здесь же отметим, что характер изменения соотношения тяжелых и легких лантаноидов в поро-

дах при переходе к лейкогранитам в изученных массивах может иметь существенные различия. Так, значения отношения $\text{La/Yb}(13,5)$ в лейкогранитах соответствующих интрузивных фаз Токско-Нуя姆ского массива (юго-восток региона) по сравнению с величиной этого отношения в более меланократовых породах в 1,5-2 раза уменьшаются (т.е. тренд нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в них заметно выполаживается), а в лейкогранитах Тындинского и Чильчинского массива величины этого отношения либо остаются на примерно том же уровне, что и в более основных породах, либо резко, в 2-3 раза, увеличиваются (тренд на графиках распределения РЗЭ становится гораздо круче). При этом, величины отношения нормированных по хондриту содержаний La/Sm (4,9) и Gd/Yb (1,5) в лейкогранитах Токско-Нуя姆ского массива в сравнении с величинами этих отношений в других гранитоидах массива минимальны (тренды распределения элементов в обеих группах лантаноидов самые "пологие"). В лейкогранитах Тындинского массива значения La/Sm отношения либо близки значениям в гранодиоритах (6,2), либо могут быть резко, в 4-6 раз повышенны (до 14,2-22,5), а значения Gd/Yb могут быть как мини-

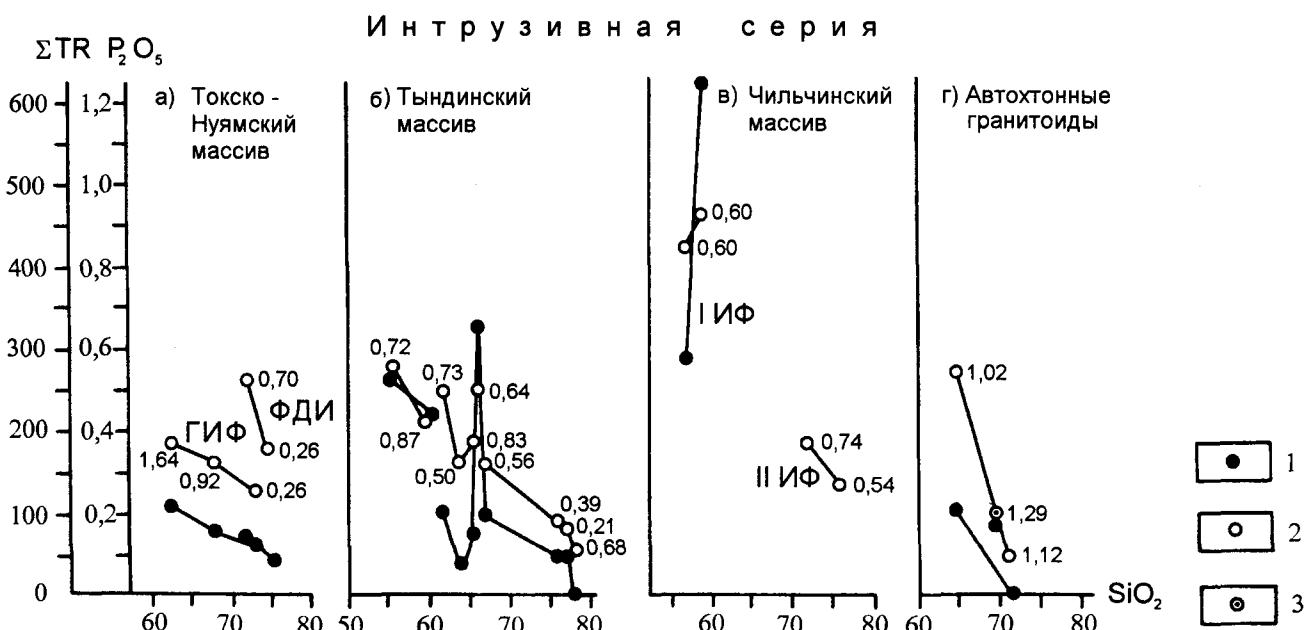


Рис.3. Графики соотношения содержаний суммы РЗЭ (включая Y), P_2O_5 и SiO_2 в позднемезозойских гранитоидах отдельных массивов юго-восточной (а), центральной (б) и северо-западной (в-г) частей Станового хребта (по его простирианию).

1 - соотношение содержаний P_2O_5 и SiO_2 ; 2-3 - соотношение содержаний суммы РЗЭ и SiO_2 , причем на рисунке 3 г эти обозначения характеризуют автохтонные гранитоиды Дырын-Юряхского (2) и Чубачинского (3) массивов.

Обозначения ГИФ, ИИФ, ПИИФ соответствуют Главной, первой и второй интрузивным фазам гранитоидных массивов, ФДИ - фазе дополнительных интрузий. Коннодами показано направление эволюции составов магматических образований соответствующих фаз и фаций в пределах различных гранитоидных массивов региона. Цифрами вблизи точек составов гранитоидов обозначены значения в этих же породах Eu/Eu^* отношения.

Таблица. Химический состав позднемезозойских гранитоидов Станового хребта

Массив	Токско - Нуя姆ский					Олонгройский	Дюпкой- ский	Тындинский						
	СТ-9	СТ-7	СТ-411/1	СТ- 408/1	СТ-411/2			УСТ-634	УСТ-644	СТ-70	СТ-62	УСТ- 1007	СТ- 139/3	УСТ- 989
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
SiO ₂	62.90	68.16	72.35	73.61	75.13	65.43	66.87	56.06	60.25	61.73	64.17	65.78		
TiO ₂	0.62	0.37	0.29	0.24	0.19	0.61	0.38	1.11	0.78	0.65	0.61	0.47		
Al ₂ O ₃	16.27	15.56	14.50	13.20	14.00	15.32	15.29	16.65	16.85	15.46	14.78	15.99		
Fe ₂ O ₃	2.93	0.23	1.16	0.78	1.12	0.66	1.98	2.79	2.82	2.40	3.46	4.25*		
FeO	2.15	2.87	1.30	1.73	0.43	2.42	1.80	4.67	2.87	2.78	1.53	-		
MnO	0.09	0.04	0.08	0.06	0.07	0.08	0.06	0.14	0.10	0.07	0.10	0.07		
MgO	2.74	1.51	0.40	0.50	0.14	3.11	1.81	4.07	2.71	2.85	2.37	1.31		
CaO	4.27	3.17	1.32	1.47	0.44	4.16	3.48	6.30	4.92	4.27	4.02	3.29		
Na ₂ O	4.49	3.99	4.48	3.94	4.29	3.82	3.71	4.80	4.57	4.32	3.48	3.92		
K ₂ O	2.66	3.17	4.02	3.73	4.62	3.53	3.57	2.40	3.40	3.14	3.90	3.71		
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.14	0.12	0.08	0.09	0.12	0.53	0.43	0.20	0.08	0.15		
H ₂ O	0.93	0.67	0.58	0.19	0.14	0.46	0.34	0.28	0.52	0.74	1.64	0.62		
Сумма	100.26	99.89	100.62	99.57	100.65	99.69	99.41	99.80	100.22	98.61	100.14	99.56		
La	47.00	39.00	63.00	32.00	31.00	100.00	52.00	57.00	45.00	57.00	38.00	50.00		
Ce	75.00	64.00	105.00	54.00	84.00	180.00	90.00	110.00	81.00	96.00	62.00	70.00		
Pr	9.50	7.70	11.00	6.00	5.50	18.00	7.30	12.00	7.00	11.00	5.70	6.00		
Nd	21.00	24.00	40.00	18.00	22.00	75.00	33.00	44.00	28.00	41.00	23.00	28.00		
Sm	3.60	4.40	5.20	2.90	3.50	13.00	4.70	8.70	7.00	7.00	4.90	4.00		
Eu	1.80	1.20	1.30	0.25	0.33	2.4	1.20	2.00	1.60	1.90	0.72	1.00		
Gd	3.00	3.40	6.30	2.90	4.40	7.80	6.40	8.10	6.20	6.10	3.60	3.20		
Dy	2.40	1.70	3.30	1.30	2.20	6.30	3.00	4.80	3.00	3.40	2.50	2.40		
Ho	0.41	0.40	0.60	—	0.65	1.80	0.95	0.88	0.87	0.58	0.62	0.48		
Er	0.80	0.90	2.00	—	1.60	1.90	1.60	2.00	1.10	1.40	1.70	0.80		
Yb	1.50	1.10	2.50	1.20	2.30	2.70	1.70	1.80	1.60	1.90	1.20	1.40		
Lu	0.14	0.10	0.30	—	0.30	0.50	0.20	0.27	0.18	0.22	0.20	0.19		
Y	14.00	13.00	22.00	8.70	15.00	40.00	19.00	25.00	27.00	22.00	16.00	17.00		
SumTR	180.15	160.90	262.50	127.25	172.78	449.40	221.05	276.55	209.55	249.50	160.14	184.47		
SumCe	157.90	140.30	225.50	113.15	146.33	388.40	188.20	233.70	169.60	213.90	134.32	159.00		
SumY	22.25	20.60	37.00	14.10	26.45	61.00	32.85	42.85	39.95	35.60	25.82	25.47		
SumCe/SumY	7.10	6.81	6.09	8.02	5.53	6.37	5.73	5.45	4.25	6.01	5.20	6.24		
La/Yb	31.33	35.45	25.20	26.67	13.48	37.04	30.59	31.67	28.13	30.00	31.67	35.71		
Eu/Eu*	1.64	0.92	0.70	0.26	0.26	0.68	0.67	0.72	0.73	0.87	0.50	0.83		

Окончание таблицы

Массив	Тындинский					Аингльский	Чубачинский	Чильчинский					Дырын-Юряхский	
	СТ-79	СТ-69	СТ-102/8	СТ-108/10	СТ-87/14			СТ-95	СТ-100	УСТ-1024	СТ-75	УСТ-1026	СТ-139	УСТ-1028
Номер	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
SiO ₂	65.82	66.68	76.15	76.90	78.16	67.08	69.57	58.26	58.92	71.75	76.11	64.67	71.46	
TiO ₂	0.55	0.50	0.10	0.10	0.06	0.42	0.27	1.14	1.21	0.30	0.11	0.57	0.06	
Al ₂ O ₃	14.54	15.13	12.00	12.50	11.45	15.51	15.68	16.95	16.02	14.24	12.87	16.37	15.61	
Fe ₂ O ₃	1.37	2.56	0.65	0.74	0.72	3.58*	2.30*	4.26	3.12	1.24	0.74	2.05	0.95	
FeO	3.59	1.26	3.02	0.78	0.45	-		2.51	4.09	0.99	0.45	1.88	0.27	
MnO	0.08	0.07	0.05	0.02	н/об	0.01	н/об	0.09	0.11	0.02	0.03	0.02	н/об	
MgO	2.21	1.94	0.04	0.03	н/об	1.31	0.51	2.54	2.64	0.17	0.11	1.33	н/об	
CaO	3.40	3.80	0.52	0.64	0.32	2.36	1.30	4.87	3.82	1.21	0.48	3.25	1.19	
Na ₂ O	4.40	3.83	3.70	4.00	3.75	5.10	5.19	4.67	5.10	4.36	3.67	5.94	5.02	
K ₂ O	3.39	3.92	4.05	4.29	4.89	4.02	4.35	4.21	3.85	4.97	4.72	2.47	4.72	
P ₂ O ₅	0.65	0.20	0.10	0.10	н/об	0.15	0.18	0.57	1.24	0.04	н/об	0.21	н/об	
H ₂ O	0.51	0.60	0.33	0.52	0.44	0.22	0.25	0.46	0.65	0.32	0.11	0.32	0.14	
Сумма	100.51	100.49	100.71	100.62	100.24	99.76	99.60	100.53	100.77	99.61	99.40	99.08	99.42	
La	62.00	42.00	29.00	31.00	26.00	43.00	33.00	100.00	110.00	55.00	50.00	65.00	13.00	
Ce	105.00	58.00	36.00	28.00	24.00	63.00	35.00	160.00	180.00	90.00	68.00	115.00	20.00	
Pr	9.30	6.00	4.00	4.00	1.50	7.00	4.50	21.00	21.00	9.00	3.50	11.00	2.20	
Nd	32.00	27.00	10.00	10.00	3.20	20.00	18.00	73.00	86.00	3.40	11.00	49.00	7.80	
Sm	6.20	3.80	1.00	1.20	0.64	3.00	2.90	14.00	18.00	3.90	1.50	7.00	1.30	
Eu	1.30	0.80	0.12	0.25	0.11	1.30	1.00	2.60	2.80	0.90	0.30	2.10	0.40	
Gd	6.00	5.10	2.70	3.00	0.30	-	1.60	12.00	9.00	3.40	1.90	5.20	0.80	
Dy	3.20	3.00	-	1.50	0.30	1.80	0.60	4.30	4.50	2.10	0.80	2.50	0.40	
Ho	0.90	-	-	-	-	-	0.95	1.50	0.70	-	0.40	-	-	
Er	1.30	-	-	-	-	-	0.50	2.00	1.70	0.90	-	-	-	
Yb	1.50	1.40	1.00	0.55	0.25	0.55	0.35	1.70	2.00	1.10	0.50	0.65	0.08	
Lu	0.22	-	-	-	-	-	-	0.15	0.32	0.17	0.04	0.08	-	
Y	20.00	12.00	6.80	4.00	1.80	9.50	3.50	30.00	28.00	15.00	4.80	11.00	1.60	
SumTR	248.92	159.10	90.62	83.50	58.10	149.15	100.95	421.70	464.82	185.57	142.34	268.93	47.58	
SumCe	215.80	137.60	80.12	74.45	55.45	137.30	94.40	370.60	417.80	162.20	134.30	249.10	44.70	
SumY	33.12	21.50	10.50	9.05	2.65	11.85	6.55	51.10	47.02	23.37	8.04	19.83	2.88	
SumCe/SumY	6.52	6.40	7.63	8.23	20.92	11.59	14.41	7.25	8.89	6.94	16.70	12.56	15.52	
La/Yb	41.33	30.00	29.00	56.36	104.00	78.18	94.29	58.82	55.00	50.00	100.00	100.00	162.50	
Eu/Eu*	0.64	0.56	0.21	0.39	0.68	-	1.29	0.60	0.60	0.74	0.54	1.02	1.12	

Примечание. Концентрации петрогенных элементов - в мас. %, редкоземельных элементов - в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН. Аналитики: В.А.Писарская, В.П.Афонин, Т.А.Гуничева (химический и рентгено-спектральный силикатный анализ), В.В.Конусова, Е.В.Смирнова (определение содержаний РЗЭ). Силикатный анализ проб, где содержания Fe₂O₃ выражены цифрами со знаком * (т.е. в виде суммарного железа в пересчете на его окисную форму) проводился рентгено-спектральным методом. 1-5 - Юго-восточная часть Станового хребта, Токско-Нуямский массив: 1 - кварцевый диорит главной интрузивной фазы (ГИФ), 2 - гранит ГИФ, 3 - гранит фазы дополнительных интрузий (ФДИ), 4 - лейкогранит ГИФ, 5 - лейкогранит ФДИ. 6-18 - Центральная часть региона. 6-7 - гранодиориты ГИФ Олонграйского и Дюпкойского массивов. 8-17 - Тындинский массив: 8 - крупнозернистый слабогнейсовидный диорит широкой зоны массива, 9 - кварцевый диорит ГИФ из зоны, обогащенной меланократовыми шлировидными включениями, 10 - кварцевые диориты узкой эндоконтактовой зоны ГИФ, 11-14 - гранодиориты ГИФ, 15-17 - лейкогранит-аплиты жильные. 18 - Гранодиорит ГИФ Аингльского массива. 19 - Гнейсогранит главной фации Чубачинского массива. 20-25 - Северо-западная часть региона. 20-23 - Чильчинский массив: 20-21 - кварцевые монzonиты 1 ИФ, 22 - граниты 2 ИФ, 23 - лейкограниты 2 ИФ. 24-25 - Дырын-Юряхский массив: 24 - Гнейсогранодиорит главной фации, 25 - гранит-аплит жильный.

мальные (1,0), так и максимальные (4,3). В ряду субщелочных гранитоидов Чильчинского массива лейкограниты имеют слабо пониженные значения Gd/Yb (3,0) и резко, почти в пять раз повышенные значения La/Sm (18,2).

Кратко остановимся на распределении в изученных гранитоидах такого важного для их генетической типизации элемента, как европий. Среди известково-щелочных гранитоидов в наиболее меланократовых их разностях (диоритах и кварцевых диоритах) отмечается либо достаточно четкая положительная аномалия европия ($Eu/Eu^*=1,64$, Токско-Нуя姆ский массив), либо совсем слабая, почти незаметная его отрицательная аномалия ($Eu/Eu^*=0,72-0,87$). Иногда отрицательная Еу-аномалия несколько более выражена в гранодиоритах ($Eu/Eu^*=0,50-0,83$). При этом в гранитах, также как и в диоритах, она еле проявлена ($Eu/Eu^*=0,70-0,92$). С другой стороны, почти во всех лейкогранитах отмечается резкая отрицательная аномалия европия ($Eu/Eu^*=0,21-0,39$). Только в одной из проб лейкогранит-аплитов Тындинского массива эта аномалия оказалась слабой ($Eu/Eu^*=0,68$), причем именно в ней выявлено самое высокое значение La/Yb отношения (104) при минимальных содержаниях SumTR.

В Чильчинском массиве слабая Еу-аномалия отмечается как в субщелочных монцонитах первой, так и в лейкогранитах второй интрузивной фазы ($Eu/Eu^*=0,60$ и $0,54$ соответственно), причем в гранитах второй фазы эта аномалия проявлена совсем слабо ($Eu/Eu^*=0,74$).

Позднемезозойские гнейсогранодиориты главной фации Дырын-Юряхского массива по сравнению с типичными интрузивными гранодиоритами региона характеризуются несколько более высокими содержаниями SumTR (270 против 160-250 г/т). При этом, обладая максимальными содержаниями SumCe и минимальными - SumY, они имеют резко повышенные значения La/Yb отношения (100 против 30-41). Это выражается максимальной крутизной тренда распределения их нормированных по хондриту содержаний РЗЭ (рис.2д), который является почти прямой линией за счет близкого соотношения нормированных содержаний крайних членов спектра РЗЭ в группах легких и тяжелых лантаноидов. В гранитах жильной серии Дырын-Юряхского массива, как и во все более меланократовых гранитоидах интрузий, отмечается отчетливое понижение содержаний РЗЭ. К тому же, по сравнению с гранитами и лейкогранитами типичных интрузий региона они характеризуются минимальными содержаниями SumTR (47,6 г/т) и максимальными значениями La/Yb отношения (162). В силу последнего их тренд распределения РЗЭ (рис.2д) имеет вид самой крутой и почти прямой линии.

Составы вышеописанных гранитоидов интересно сопоставить с составами более древних гнейсогранитоидов автохтонных массивов Станового хребта. Так, в позднепротерозойских(?) гнейсогранитах Чубачинского массива (центральная часть региона) содержания SumTR (101 г/т) несколько (в 1,5-2 раза) ниже, чем в близких к ним по кремнекислотности породах изученных интрузивных серий, но почти вдвое выше, чем в жильных гранитах автохтонного Дырын-Юряхского массива. При этом, если значение La/Yb отношения в чубачинских гранитах (94,3) почти также высоко, как и в автохтонных дырын-юряхских гранитоидах (гранодиоритах), то их тренд распределения РЗЭ (рис.2 д), почти как и в гранитах интрузивных серий региона, имеет довольно "изогнутый" характер (более крутой на отрезке легких лантаноидов и более пологий - на отрезке тяжелых). Здесь же важно заметить, что в соотношении РЗЭ всех изученных гранитоидов автохтонных массивов региона отсутствует отрицательная Еу-аномалия, причем в гранитах Чубачинского массива отмечается небольшой Еу-максимум ($Eu/Eu^*=1,29$). Отмеченные особенности распределения Еу вместе с максимальными значениями La/Yb отношения в породах могут, по-видимому, служить характерными геохимическими признаками автохтонных гранитоидов региона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Используя приведенные выше данные по распределению РЗЭ и других элементов в разных типах пород, рассмотрим условия их образования. Так, появление и постепенное проявление все более резкой отрицательной Еу-аномалии в гранитоидах интрузий Станового хребта по мере увеличения в них кремнеземистости и щелочности (особенно в постепенно переходящих друг в друга их фациальных разновидностях) может означать, что все более кремнекислые образования здесь происходили из более мafических магм за счет фракционирования из них плагиоклаза [8].

Однако учитывая, что в андезитовых и дацитовых магмах, сходных по составу с соответствующими гранитоидами (кварцевыми диоритами и гранодиоритами) Становика [3], коэффициенты распределения РЗЭ между главными породообразующими минералами, а именно плагиоклазом, клинопироксеном, биотитом, амфиболом, и расплавом обычно меньше единицы (за исключением амфиболя по отношению к расплаву дацитов) [8, 19, 22], то фракционирование этих минералов из магм данного состава должно приводить в остаточных магмах к заметному накоплению всех РЗЭ. Поскольку это происходит не всегда, и все более кремнекислые гранитоиды Становика часто наоборот характеризуются в разной степени уменьшением

суммы РЗЭ, следует предположить, что родоначальные магмы для данных пород произошли не только за счет фракционирования из более мafических магм породообразующих минералов, но и за счет достаточно высокого количества акцессорных минералов, и прежде всего апатита, ортита, циркона и сфена, чьи коэффициенты распределения РЗЭ много больше единицы [8, 21]. Эти минералы повсеместно присутствуют в изученных диоритах, кварцевых диоритах и т.д. и являются в них основными минералами-концентраторами РЗЭ.

Наиболее наглядно роль акцессорных минералов можно проследить по совместному распределению в дифференциальных рядах гранитоидов суммы РЗЭ и P_2O_5 (рис.3), в которых распределение фосфора может служить не только критерием фракционирования из родоначальных магм апатита (главного минерала-концентратора фосфора), но и амфиболя (основного минерала-носителя элемента). Здесь же важно учесть, что, исходя из расчета минерального баланса содержаний P_2O_5 в гранитоидах Становика [3,7,15], фракционирование из кристаллизующихся магм диоритового и кварцдиоритового состава 10-20% амфиболя (т.е. всей имеющейся амфиболовой фазы в изученных нами соответствующих породах Тындинского массива) либо почти не отражается на содержании P_2O_5 в остаточном расплаве (диориты), либо приводит в них к существенному его повышению (кварцевые диориты). Кроме того, параллельное фракционирование с амфиболом таких не содержащих фосфор минералов, как пироксены и плагиоклазы, также должно усиливать эффект обогащения остаточных расплавов фосфором.

Таким образом, параллельное увеличение или уменьшение в более кремнекислых и более щелочных гранитоидах содержаний РЗЭ и P_2O_5 должно указывать на образование их родоначальных магм из более мafических магм за счет либо фракционирования из них только породообразующих минералов (первый случай), либо участия в этом процессе и значительной доли апатита (второй случай). При этом, увеличение в данном ряду пород содержаний P_2O_5 на фоне уменьшения РЗЭ указывает на возможность образования все более салических магм за счет значительного фракционирования из более мafических магм не апатита, а каких-то других акцессорных минералов. С другой стороны, отчетливое уменьшение в этом же ряду пород содержаний P_2O_5 на фоне увеличения содержаний РЗЭ может прямо указывать на то, что данные образования не являются дифференциатами одной и той же магмы.

Как следует из рисунка 3а, в рядах от гранитов до лейкогранитов главной и дополнительной

интрузивных фаз Токско-Нуяmsкого массива по мере увеличения общей щелочности в породах отмечается уменьшение содержаний как суммы РЗЭ, так и P_2O_5 . Это может указывать на образование здесь лейкогранитных магм из более мafических гранитных за счет фракционирования из них не только породообразующих минералов, но и значительного количества апатита. При этом, в ряду от кварцевых диоритов к гранитам главной интрузивной фазы массива, несмотря на уменьшение содержаний суммы РЗЭ и P_2O_5 , суммарная щелочность пород почти не изменилась (табл.), что делает маловероятным их образование из одной магмы в ходе ее кристаллизационной дифференциации. Важно отметить и то, что в ряду от кварцевых диоритов главной к гранитам дополнительной интрузивной фазы при уменьшении содержаний P_2O_5 наблюдается резкое увеличение концентраций РЗЭ, что указывает на независимое формирование данных образований массива и возможность самостоятельного выплавления их родоначальных магм.

В ряду пород, включающем кварцевые диориты и гранодиориты главной интрузивной фазы Тындинского массива (рис.3б), концентрации P_2O_5 и суммы РЗЭ могут не только параллельно уменьшаться, но и увеличиваться. Это указывает на то, что все более кремнеземистые породы в данном ряду соответствуют по составу магмам, сформированным из более мafических магм в результате их кристаллизационной дифференциации и различной степени фракционирования из них апатита. При этом, резкое уменьшение содержаний РЗЭ на фоне значительного уменьшения или слабого изменения содержаний P_2O_5 в породах при переходе от гранодиоритов к лейкогранитам жильной серии Тындинского массива говорит о том, что формирование лейкогранитных магм здесь происходило по мере фракционирования из более ранних гранодиоритовых магм либо большого количества апатита (в первом случае), либо других акцессорных минералов, например ортита или циркона (во втором случае). Уменьшение содержаний P_2O_5 и суммы РЗЭ в породах при переходе от диоритов к кварцевым диоритам различных фаций массива предполагает возможность образования магм кварцдиоритового состава за счет кристаллизационной дифференциации магмы диоритового состава. С другой стороны, в ряду кварцевых диоритов массива наиболее кремнеземистые разности (рис.3б) заметно обогащены суммой РЗЭ на фоне уменьшения в них концентраций P_2O_5 и щелочей (табл.). Независимость распределения P_2O_5 и РЗЭ среди кварцевых диоритов, учитывая их близкую, а иногда и более высокую общую щелочность (особенно в тех фациях, где проявлены мafические шлировидные включе-

ния) по отношению к гранодиоритам массива, с большой долей вероятности указывает на невозможность формирования большей части пород кварцевый диорит-гранодиоритового ряда из магм, образованных в результате кристаллизационной дифференциации одной исходной магмы кварцдиоритового состава.

В Чильчинском массиве параллельное увеличение содержаний P_2O_5 и суммы РЗЭ в ряду монцонитов может объясняться эволюцией их родоначальной магмы за счет лишь удаления из нее породообразующих минералов. С другой стороны, параллельное уменьшение содержаний P_2O_5 и суммы РЗЭ в ряду от гранитов до лейкогранитов 2-ой интрузивной фазы этого же массива (рис.3в) говорит о возможности формирования здесь лейкогранитной магмы из более мафической гранитной в результате ее фракционирования с участием значительного количества апатита. Наличие совсем слабой отрицательной европиевой аномалии (0,74) в гранитах 2-ой интрузивной фазы массива, с учетом близости содержания щелочей (табл.) в них и гораздо менее кремнеземистых монцонитах 1-й интрузивной фазы, скорее всего указывает на независимость формирования данных образований и, в том числе, самостоятельную выплавку их родоначальных магм.

В гнейсогранитоидах автохтонного Дырын-Юряхского массива параллельное уменьшение содержаний суммы РЗЭ и P_2O_5 в ряду от гранодиоритов Главной фации до гранитов жильной серии может указывать на значительную роль при формировании последних именно апатита.

Таким образом выявлено, что в пределах соответствующих интрузий Станового хребта формирование гранодиорит-гранит-лейкогранитовых образований по большей мере не могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации какой-либо одной исходной магмы диоритового (монцонитового) или кварцдиоритового состава. Во многих случаях можно предполагать совершиенно самостоятельную выплавку салических и наиболее мафических гранитоидных магм (например монцонитовой и гранитной магм разных фаз Чильчинского массива). С другой стороны, проявление в пределах одной интрузивной фазы пород, постепенно изменяющихся по составу от кварцевых диоритов до гранитов и лейкогранитов (Токско-Нуюмский и Тындинский массивы), указывает на то, что образование наиболее мафических разностей здесь может быть обусловлено ассилиацией первичными салическими магмами вмещающих более меланократовых пород, смешением салических магм с мафическими магмами и т.д.

Для решения данного вопроса совершенно необходимо заметить, что в пределах Станового

хребта отсутствует четкая латеральная вещественная зональность по содержаниям суммы щелочей [3,15], РЗЭ и т.д. в наиболее салических гранит-лейкогранитных разностях, и которая все более четко проявляется в гранитоидах по мере уменьшения их кремнеземистости. При этом, суммарная щелочность все более мафических гранитоидов почти не уменьшается по отношению к таковой салических разностей пород в пределах соответствующих массивов [3,15], что противоречит модели образования данного ряда пород в результате кристаллизационной дифференциации какой либо одной исходной магмы. В этом случае возможность образования большей части наиболее мафических гранитоидных магм Становика за счет ассилиации салическими магмами меланократовых метаморфических пород, учитывая явно невысокую и обычно низкую их щелочность [3] (что должно приводить к уменьшению щелочности магм), кажется маловероятной, хотя в некоторых зонах эндоконтактов массивов данный процесс вполне может проявляться в той или иной степени. С другой стороны, более вероятной, на наш взгляд, следует признать возможность образования большей части наиболее меланократовых гранитоидов региона в результате смешения салических, скорее всего коровых, магм с мафическими базальтоидными магмами, имеющими верхнемантийное происхождение. В этом случае последние должны иметь изначально соответственную высокую щелочность и повышенную насыщенность РЗЭ, а значения данных параметров должны увеличиваться с юго-востока на северо-запад по простирации региона. Подтверждением наличия подобных магм в регионе, по-видимому, могут служить монцониты 1-ой интрузивной фазы Чильчинского массива, а также вулканиты базальтового и андезибазальтового состава. Реальность смешения контрастных по составу магм в районах магматизма сейчас признается многими исследователями [4]. В пользу этого же [4], по-видимому, говорят и наличие в изученных гранитоидах массы округлых мафических включений с магматическими структурами [3]. Очевидно, что для подтверждения данного предположения необходимо глубокое исследование составов всей серии вулканитов Станового хребта, что мы предпримем в ближайшее время.

Рассмотрим условия выплавления гранитоидных магм Станового хребта. Плавление субстрата на уровнях глубинности, соответствующих гранатовым парагенезисам, должно приводить к обогащению выплавляющейся магмы легкими лантаноидами, так как в ходе этого процесса в субсолиде может находиться резко обогащенный тяжелыми лантаноидами гранат [9,26]. На заметное уве-

личение в этих магмах легких лантаноидов (и суммы РЗЭ) в значительной степени влияет и увеличение в составе субстрата щелочей, особенно калия [8]. С отмеченных позиций, высокие значения La/Yb отношения во всех изученных гранитоидах Становика могут указывать на то, что их родонаучальные магмы выплавлялись именно из гранатсодержащего и достаточно высокощелочного субстрата на относительно больших глубинах.

Для уточнения состава субстрата на уровнях глубинности выплавления коровых гранитоидных магм Становика удобно воспользоваться составом изученных нами позднемезозойских непремещенных автохтонных гранитоидов гранодиорит-гранитного ряда. Последние, имея довольно близкие содержания суммы РЗЭ с соответствующими по кремнеземистости интрузивными гранитоидами, могут рассматриваться в качестве образований ранних и наиболее глубинных стадий мезозойского гранитообразования региона, выведенных на поверхность в результате крупных тектонических подвижек.

Так, гнейсогранитоидные образования автохтонного Дырын-Юряхского массива были сформированы, судя по геологическим и петрологическим оценкам [3,15], на достаточно больших (около 20 км), но явно "коровых" глубинах и в области развития древних гранитоидов и гранатсодержащих метаморфических образований гранулитовой фации метаморфизма. Гранитизация же последних (с дальнейшим выплавлением гранитных магм), приводящая к их значительному обогащению полевыми шпатами, максимально концентрирующими в себе именно группу легких РЗЭ, также должна была приводить к высоким значениям La/Yb отношения в них. При этом, состав изначального субстрата на уровнях выплавления коровых гранитных магм, судя по их составу, почти не изменился по простиранию региона.

Для оценки тектонической позиции магматического пояса Станового хребта необходимо сопоставить составы его гранитоидов с составами магматических пород, сформированных в наиболее различающихся условиях главных геодинамических обстановок Земли.

Особенности вещественной зональности по РЗЭ, щелочности и т.д. в наиболее меланократовых разностях гранитоидов Станового хребта во многом близки характеру поперечной зональности (от фронтальной к тыловой зонам вулканизма) во всем ряду четвертичных вулканитов островных дуг, включая Курильскую [1,5], и мезо-кайнозойских магматических образований активных континентальных окраин (западная окраина Северной и Южной Америки). С плейт-тектонических позиций

это связывается с изменением условий выплавления их родонаучальных магм по мере все большего углубления пододвигающейся океанической плиты под континент [1].

С другой стороны (рис.4-5), во всех изученных гранитоидах Становика содержания SumTR и значения La/Yb отношения практически всегда выше, чем в соответствующих по кремнеземистости магматических образованиях островных дуг и континентальных окраин. При этом, в диоритах и кварцевых диоритах Станового хребта содержания SumTR и значения La/Yb отношения в 2-3 раза, а в монцонитах северо-западной части региона в 4-6 раз выше, чем в близких к ним по кремнеземистости, общей и калиевой щелочности четвертичных латитах тыловой зоны вулканизма Курильской островной дуги [1,5], верхнемеловых латитах Малой Курильской гряды [авторские данные] и кайнозойских латитах западной окраины Южной Америки [20]. В гранодиоритах и гранитах Становика концентрации SumTR хотя и всегда выше, но уже иногда приближаются к таковым в четвертичных трахириодатах и риолитах тыловой зоны вулканизма Курил [1,5]. При этом, значения La/Yb отношения в них всегда в 2,5-3 раза повышенны относительно значений того же отношения в салических образованиях островных дуг, но часто близки таковым в соответствующих кайнозойских вулканитах тыловой зоны вулканизма запада Южной Америки [20] и мезозойских гранитоидах центральной части батолита Сьерра-Невада [23,24] запада Северной Америки.

По содержаниям SumTR и значениям La/Yb отношения (рис.4-5) интрузивные гранитоиды Станового хребта в общем плане наиболее близки соответствующим по кремнеземистости магматическим образованиям смежных типично внутриконтинентальных регионов, а именно комплекса известково-щелочных гранитоидов "ядра" мезозойского ареала магматизма Монголо-Охотского пояса в Северной Монголии [13, 14] и латитовых серий Восточного Забайкалья [17], формирование которых связано с глубинными разломами, развивавшимися в условиях растяжения земной коры (т.е. в обстановке, близкой рифтогенной [17]). При этом отметим, что монцониты Чильчинского массива северо-западной части Станового хребта по составу РЗЭ почти идентичны латитам Акатуевского и Шадоронского комплексов Восточного Забайкалья; гранодиориты интрузий Становика при близкой щелочности и насыщенности РЗЭ характеризуются более низкими значениями La/Yb отношения в сравнении с таковыми в соответствующих гранитоидах Монголии. Кроме того, содержания суммы РЗЭ и значения La/Yb отношения в образо-

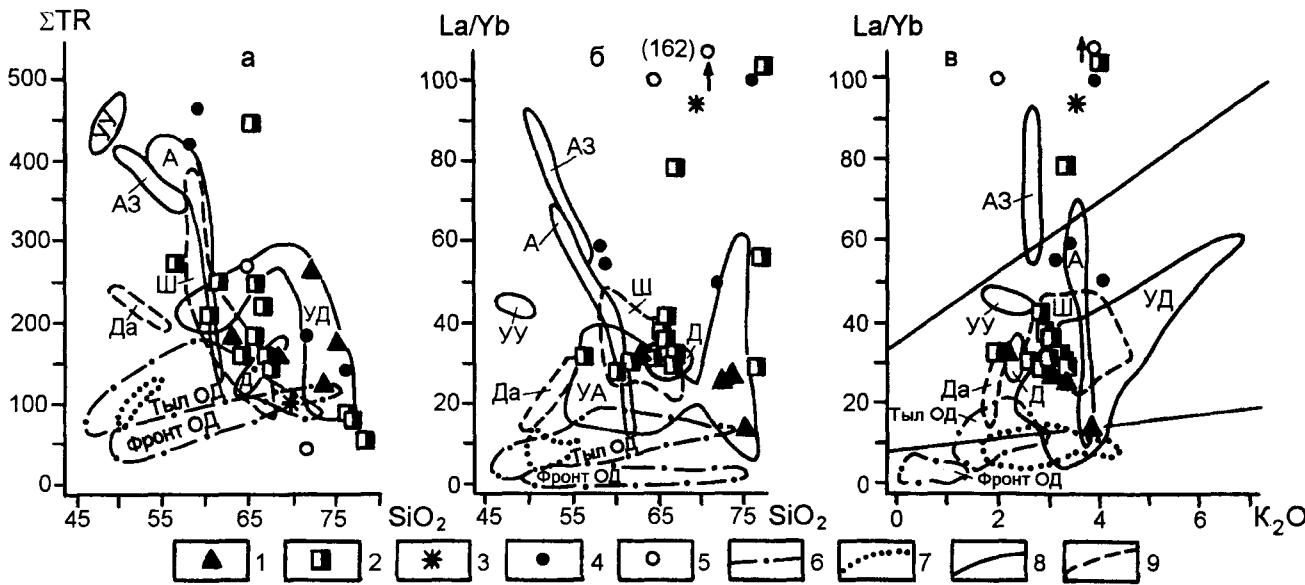


Рис.4. Соотношение содержаний суммы РЗЭ (включая Y), SiO_2 , K_2O и значений La/Yb отношения в позднемезозойских гранитоидах Станового хребта, средне-позднемезозойских магматических образований латитовой серии Восточного Забайкалья и меловых - четвертичных вулканитах Курильской островной дуги (ОД).

1-5 - гранитоиды Станового хребта: 1 - юго-восточной части региона (Токско-Нуямский массив), 2-3 - центральной части региона (2 - мезозойские Тындинский, Дюпкойский и Олонграйский массивы, 3 - раннепротерозойский автохтонный Чубачинский массив), 4-5 - северо-западной части региона (4 - Чильчинский массив, 5 - автохтонный Дырын-Юряхский массив); 6-9 - поля составов магматических образований других регионов: 6 - четвертичных вулканитов фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги по [1,5], 7 - позднемеловых шошонитоидов Малой Курильской гряды; 8-9 - магматические образования Восточного Забайкалья по [17]: 8 - Приаргунского вулканогена (вулканиты Д - Долгокычинской кольцевой структуры, АЗ - Александровскозаводской структуры, УУ - Урупом-Уровской зоны, УА - Урупом-Аргунской зоны, А - интрузивные образования Акатуевского комплекса); 9 - вулканиты Шадоронского прогиба (Ш) и Даурского вулканогена (Д). Прямыми линиями на диаграмме 4в ограничено поле составов щелочных вулканитов по [8].

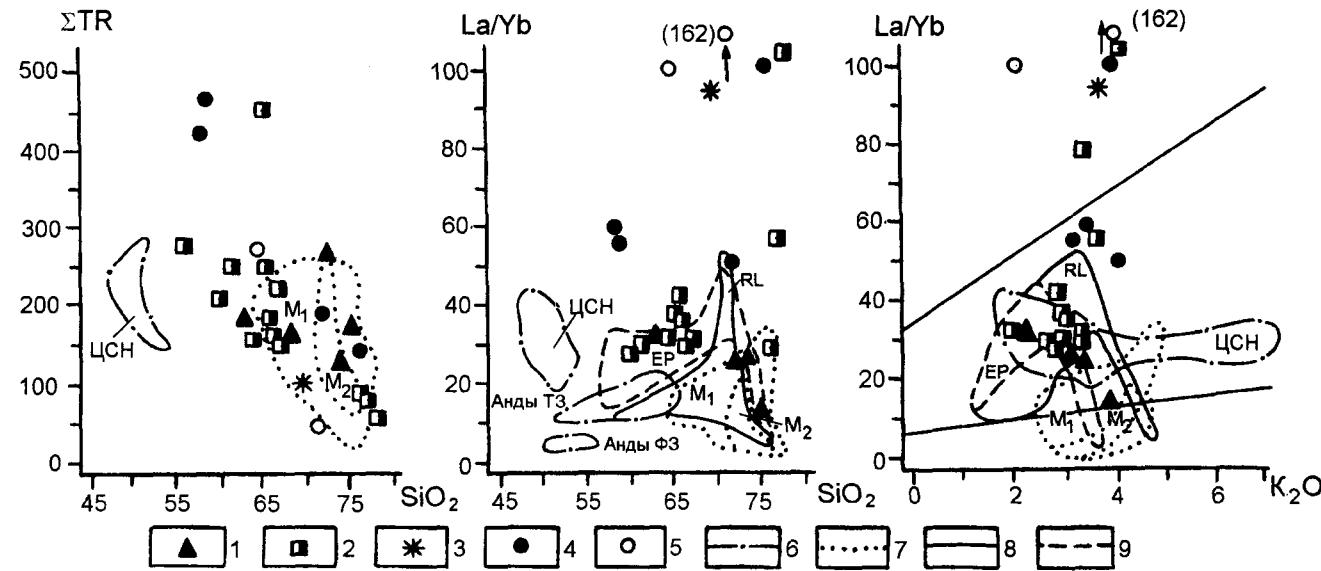


Рис.5. Соотношение содержаний суммы РЗЭ (включая Y), SiO_2 , K_2O и значений La/Yb отношения в мезозойских гранитоидах Станового хребта и "ядра" тектономагматической зональности Монголо-Охотского пояса, расположенного в Монголии, а также в близковозрастных и более молодых магматических образованиях запада Северной и Южной Америки.

1-5 - гранитоиды Станового хребта (см. рис.4), 6 - мезозой-кайнозойские вулканиты фронтальной (Анды ФЗ) и тыловой (Анды ТЗ) зон вулканизма Андийской континентальной окраины запада Южной Америки по [20], а также мезозойские ультракалиевые базальтоиды Центральной части провинции Сьерра-Невада (ЦСН) на западе Северной Америки по [25]; 7 - известково-щелочные гранитоиды Монголии по [13,14] (M₁ - раннемезозойского и M₂ - позднемезозойского цикла магматизма); 8-9 - мезозойские гранитоиды Центральной части провинции Сьерра-Невада по [23,24] (8 - массива Red Lake, 9 - массива Eagle Peak). Прямыми линиями на рисунке 5в обозначено поле щелочных вулканитов мира по [8].

ваниях гранит-лейкогранитового ряда Становика, Монголии и Сьерра-Невады в общем плане довольно близки, но могут сильно колебаться.

Полученные данные позволяют полагать, что условия формирования как салических, так и более меланократовых гранитоидных магм Станового хребта наиболее соответствовали условиям внутренних континентальных рифтогенных зон магматизма, что вполне может указывать (с учетом специфики углового расположения магматического пояса Становика по отношению к Монголо-Охотскому поясу и т.д.) и на общую геодинамическую обстановку формирования магматических образований в этих регионах. Кроме того, эти условия в наибольшей степени отличаются от условий формирования вулканитов островных дуг (особенно их фронтальных зон вулканизма) и в меньшей степени - от условий формирования магматических (прежде всего высококремнеземистых) образований активных континентальных окраин. Все это может указывать на различия составов субстрата на глубинах выплавления соответствующих по составу магм в отмеченных регионах магматизма.

С другой стороны, имеющиеся данные указывают на возможность проявления региональных различий в условиях формирования магматических образований внутренних континентальных рифтогенных зон, что, по-видимому, связано и с проявлением в наиболее меланократовых гранитоидах Становика латеральной вещественной зональности. Так, данная зональность может быть обусловлена изначальным различием по простирианию Станового хребта состава субстрата на уровнях выплавления мафических магм.

Очевидно, что полученные здесь заключения требуют дальнейшего глубокого исследования и обсуждения, невозможного в рамках ограниченного объема данной статьи. Это мы постараемся сделать в ближайшее время.

ВЫВОДЫ

- Анализ распределения в породах РЗЭ и других элементов показал, что в массивах интрузивного комплекса Станового хребта формирование гранодиорит(?) - гранит-лейкогранитовых образований по большей мере не могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации какой-либо одной исходной магмы диоритового (монцонитового) или кварцидиоритового состава. Во многих случаях выявляется относительно независимое формирование лейкократовых и меланократовых гранитоидов региона, последние из которых, скорее всего, являются продуктами смешения контрастных по составу салических и базальтоидных магм.

- Позднемезозойские гранитоиды Станового хребта по максимальным содержаниям суммы РЗЭ и легких лантаноидов наиболее соответствуют близким по возрасту, щелочности и кремнеземистости магматическим образованиям внутренних континентальных рифтогенных зон, в меньшей степени - активных континентальных окраин, наиболее заметно отличаясь от соответствующих по составу вулканитов островных дуг.

- В отличие от гранит-лейкогранитовых разностей в наиболее меланократовых гранитоидах Станового хребта, располагающихся все более к северо-западу по его простирианию, проявлена зональность по распределению РЗЭ. Так, на фоне общего увеличения общей щелочности, калиевости и обогащенности лиофильными элементами, в этих породах увеличивается сумма РЗЭ, причем в гранитоидах северо-запада заметно увеличиваются и значения La/Yb отношения. Данная зональность во многом подобна поперечной зональности в вулканитах островных дуг и континентальных окраин от их фронта вулканизма к тылу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (коды проектов 93-05-14244 и 95-05-15363).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнице О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.:Наука, 1992.
2. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта// Геохимия эндогенных процессов 1977. Иркутск, 1979. С.48-54.
3. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет)//Автореф. канд. дис. геол.-минер. наук. Иркутск. 1984.
4. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм//Тихоокеан. геология. 1993. N3. С.20-32.
5. Антонов А.Ю., Вольнице О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм// Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск:Наука, 1987. С.36-55.
6. Антонов А.Ю., Смирнов В.Н. О мезозойском К-Аг возрасте некоторых гнейсогранитных образований Станового хребта// Геохимия эндогенных процессов 1977. Иркутск, 1979. С.54-59.
7. Антонов А.Ю., Халтуева В.К., Ярошенко С.К., Глазунова А.Д., Персикова Л.А. Характеристика амфиболов верхнемезозойских гранитоидов Станового хребта// Геохимия эндогенных процессов 1978. Иркутск, 1979. С.62-68.
8. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.:Наука, 1976. 256 с.

9. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. и др. Петрология верхней мантии. М.:Мир, 1968. 336 с.
10. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области//Геология и геофизика. 1972. N3. С.63-70.
11. Заблоцкий Е.М., Сытина Н.М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геологогеофизическим данным//Геология и геофизика. 1974. N11. С. 82-89.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогенезия Западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. N5. С.3-21.
13. Коваленко В.И., Коваль П.В., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Балашов Ю.А. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии // Геохимия. 1983. N 2. С.172-188.
14. Коваль П.В., Якимов В.М., Найгебауэр В.А., Горегляд А.В. Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии. М.:Наука,1982. 207 с.
15. Кузьмин М.И. Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта// Геохимия. 1980. N7. С. 1018-1030.
16. Смирнова Е.В., Конусова В.В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах// Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск:Наука, 1982. С.3-31.
17. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск:Наука, 1984. 215 с.
18. Хэскин Л.А., Фрэй Ф.А., Шмидт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.:Мир, 1968. 188 с.
19. Arth Joseph G., Barker Fred. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemite-tonalitic magmas. // Geology. 1976. V.4. N9. P.534-536.
20. Dostal J., Zentilli M., Caelles J.C., Clark A.H. Geochemistry and Origin of Volcanic Rocks of the Andes (26-28⁸S)// Contrib. Mineral. and Petrol.. 1977. V.63. P.113-128.
21. Miller Calvin F., Mittlefehldt David W. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas // Geology. 1982. V.10. N3. P.129-133.
22. Nicholls I.A., Harris K.L. Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. //Geochim. et cosmochim. acta. 1980. V.44. N2. P.287-308.
23. Noyes H.J., Wones D.R., Frey F.A. A tale of two plutons: petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California// The Journal of Geology. 1983. V.91. N 4. P.353-379.
24. Noyes H.J., Frey F.A., Wones D.R. A tale of two plutons: geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California// The Journal of Geology. 1983. V.91. N 5. P.487-509.
25. Van Kooten Gerald K. Mineralogy,petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, USA. // Journal of Petrology. 1980. V.21. Part 4. P.651-684.
26. Zielinski R.A., Lipman P.W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, Sun Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite// Bull.Geol.Soc.Amer. 1976. V.87. N10. P.1477-1485.

Поступила в редакцию 23 октября 1995 г.

Рекомендована к печати Суховым В.И.

A.Yu.Antonov

Rare-earth elements in Late Mesozoic granitic rocks of the southern boundary of the Aldan shield (Stanovik Range)

The distribution of the REE spectrum and other elements in most varieties of Late Mesozoic Stanovik Range granitoids was studied for the first time. The investigation revealed the following features:

- Granodiorite (?)-garnet-leucogranite assemblages within the corresponding massifs of the intrusive Stanovik Range complex cannot generally result from fractional differentiation of one initial dioritic (monzonitic) or quartz-dioritic magma. In many cases an independent formation of leuco- and melanocratic regional granitoids is recorded. The latter are most likely to be the products of mixing of compositionally contrasting, highly SiO₂-saturated and basaltic magmas.

- By their high REE concentrations, the Late Mesozoic granitic rocks of the Stanovik Range in the most degree correspond to magmatic formations of rifting interior continental zones, similar in age, alkalinity and SiO₂ saturation. To a lesser degree they are close to magmatic formations of active continental margins, and to the least degree, to the corresponding island arc volcanic rocks.

- Unlike granites and leucogranites, there is lateral zoning in the REE distribution in the most mafic north-western granitoids of the Stanovik Range. So, their rocks are characterized by a gradual increase in the sum REE concentrations and La/Yb values. This occurs against the background of total increasing in alkalinity, potassium alkalinity and lithophile element concentrations of these rocks. This zoning is similar to the zoning in volcanic rocks found across the island arcs and active continental margins, from their frontal to marginal zones of volcanism.

ФОСФАТНАЯ И СОПУТСТВУЮЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ЧЕНЦОВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

М.И.Липкина

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В Японском море с подводным вулканом Ченцова связано крупнейшее рудопроявление фосфоритов. Фосфориты ассоциируют здесь главным образом с субщелочными базальтами и их туфами, а также с гидротермальными кварцево-глауконитовыми породами. Вулканические породы фосфатизированы и глауконитизированы. Содержание P_2O_5 в них находится в пределах 0,46-10,78%. Франколит встречен в кавернах, порах и трещинах базальтов и в цементе туфов в парагенезисе с глауконитом и пиритом. Обосновывается кристаллизационная дифференциация минералов из одного раствора в последовательности: глауконит-пирит-франколит. Источник элементов, необходимых для их образования, имеет предположительно эндогенный характер и связан с поствулканическими экскальляциями и гидротермами. Приводится краткое описание экзогенных минералов, подчеркивается высокая скорость их образования, исчисляемая днями и месяцами.

ВВЕДЕНИЕ

При проведении морских геологических экспедиций нередко с подводных вулканических гор и гайотов Тихого океана добывались образцы базальтов и гиалокластитов с порами и трещинами, заполненными фосфатом [4, 7, 8, 24, 28, 29]. К сожалению, взаимоотношениям фосфатов с вулканическими породами не придавалось особого значения. Лишь в единичных публикациях отмечается физико-химическое взаимодействие фосфатов с вмещающими их вулканическими породами и затрагиваются вопросы минералогии процесса фосфатонакопления [5, 15, 16, 18, 19].

В предлагаемой работе рассматривается устойчивый парагенезис вторичных минеральных новообразований в базальтах подводного вулкана Ченцова, свойственный в целом фосфатонакоплению в Японском море. Это триада: глауконит - пирит - франколит. Но, кроме этой ассоциации, для вулканических пород характерна и другая вторичная минерализация, сведения о которой будут здесь приведены лишь в общих чертах. Это делается для того, чтобы можно было составить представление о процессах вторичного минералообразования, имевших место в вулканических породах этого района, известном крупнейшим проявлением фосфоритов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы магматических пород и вторичная минерализация изучались визуально, в протолочках под бинокуляром, в шлифах под поляризационным микроскопом, в сканирующем электронном микроскопе. Для тонкой диагностики отбирались мономи-

неральные пробы фосфатов и глауконита, которые исследовались в рентгеновских лучах на приборе ДРОН-2. Фосфат отбирался из протолочки под бинокуляром, глинистая фракция отмачивалась в дистиллированной воде и по известной методике осаждалась на предметное стекло. Полученная глинистая пленка изучалась в воздушно-сухом и насыщенном этилен-гликолем состояниях. Оптические константы определялись в иммерсионных жидкостях. Для выявления в образцах участков, обогащенных фосфором, применялась качественная реакция на фосфор с помощью молибденово-кислого аммония и концентрированной азотной кислоты. Количественное содержание P_2O_5 определялось по стандартной методике.

КРАТКАЯ СВОДКА О ВУЛКАНЕ ЧЕНЦОВА

Подводный вулкан Ченцова является наиболее изученным фосфоритоносным районом дна Японского моря. Здесь, начиная с 1976 года, на сравнительно небольшом участке морского дна, составляющем немногим более 16 км², было выполнено 220 геологических станций, в том числе проведено 166 драгирований, получено 13 дночерпательных проб, 24 колонки грунта трубкой большого диаметра, что дало возможность получить достаточно представительную коллекцию пород и осадков, распространенных в этом районе.

Местоположение вулканической постройки определяется координатами: 38° 43' с.ш., 130° 12' в.д. (рис. 1). Вершина горы располагается на глубине около 1000-1050 м ниже уровня моря. В юго-западном направлении на глубине 1500 м вулкан широкой седловиной причленяется к соседним платообраз-

ным структурам Восточно-Корейской подводной возвышенности. На северо-востоке склон вулкана спускается в глубоководную котловину Японского моря до отметки 3000 м. Вершина и привершинные части склонов сильно изрезаны, изобилуют мелкими формами рельефа дна: кулисообразными обрывами, небольшими холмами и впадинами. Вулкан Ченцова, в сущности, является полуизолированной вулканической постройкой. В морфоструктурном отношении вулкан контролируется уходящим в мантию глубинным тектоническим разломом, отделяющим Восточно-Корейскую подводную возвышенность с континентальным типом земной коры от глубоководной котловины Японского моря с корой субокеанического типа [10]. Первые находки фосфоритов в Японском море были сделаны именно на этой вулканической постройке. Фосфориты с вулкана Ченцова оказались аналогичными шельфовым фосфоритам Мирового океана [13].

В одном из рейсов В.Т.Съедин провел систематизацию и обобщение первичных материалов и пришел к однозначному выводу о том, что распространенный в этом районе комплекс пород сформировался в сильно эродированном кратере или кальдере вулкана. Он отмечает ограниченную ассоциацию распространенных здесь геологических образований

и локальность их распространения. Это базальты, базальтовые туфы, пемзовые туфы, слабо сцепментированные осадочные отложения, гравийно-галечный материал четвертичного ледового разноса, фосфориты, гидротермальные кварцево-глауконитовые породы, железо-марганцевые корки [21].

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Преобладающая масса вулканических пород представлена базальтами подводных лавовых потоков и субаэральными агломератовыми литокристаллокластическими базальтовыми туфами, довольно подробно изученными В.Т.Съединым. Базальты лавовых потоков это темно-серые до черных пористые породы часто с шаровой отдельностью. По составу вкрапленников В.Т.Съедин выделяет следующие разновидности: оливин-плагиоклавовые, пироксен-плагиоклавовые, оливин-пироксен-плагиоклавовые и плагиоклавовые. Основная масса базальтов гиалопилитовая или интерсеральная, иногда стекловатая. В.Т.Съедин подчеркивает присутствие в базальтах мегакристов минеральных включений, ксенолитов пород фундамента, высокую пористость и кавернозность.

Агломератовые литокристаллокластические туфы характеризуются бурой и ржаво-бурой окраской, отсутствием какой-либо сортировки обломоч-

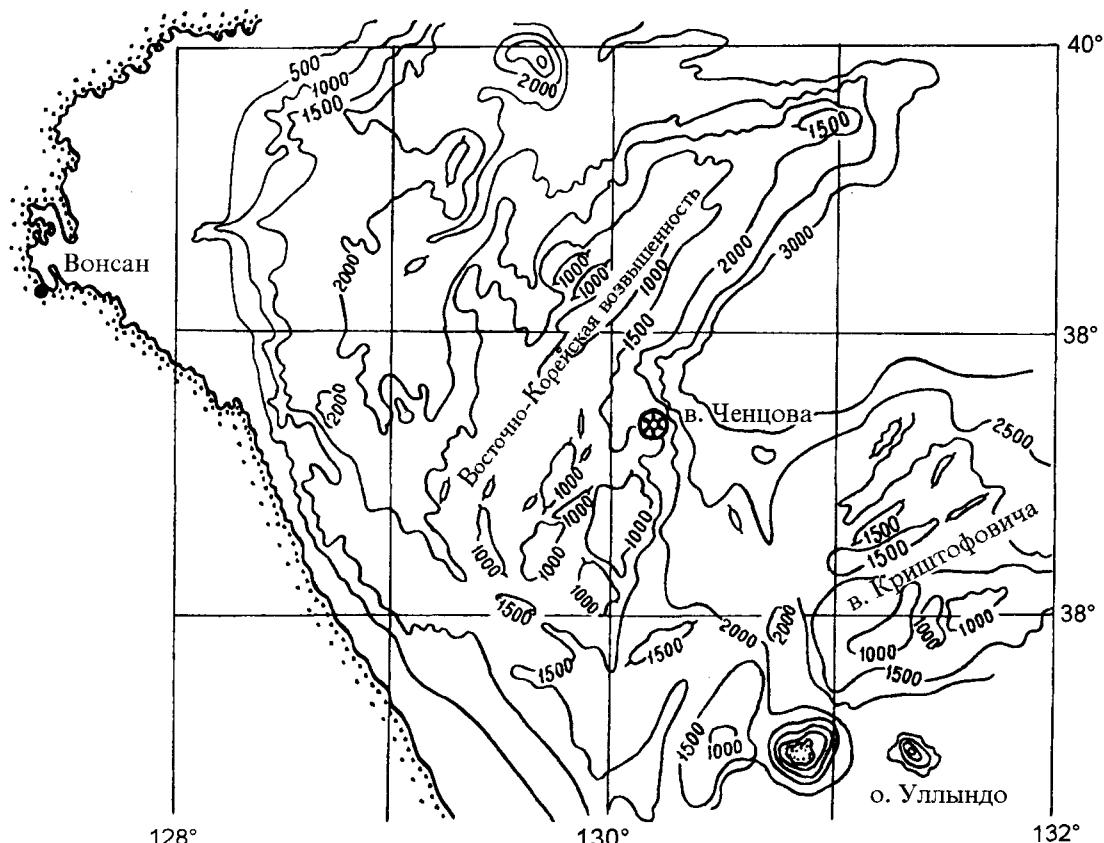


Рис. 1. Местоположение вулкана Ченцова в Японском море

ногого материала, наличием мегакристов плагиоклазов и титанистого авгита, неравномерной пористостью, кавернозностью, шлаковидностью. Они нередко осветлены и разложены до состояния рыхлой цеолитовой глины.

Свежие образцы базальтов и агломератовых туфов по химическому составу не отличаются друг от друга. Для них характерна повышенная щелочность, титанистость, меланократовость при незначительном дефиците кремнезема. Изотопный возраст базальтов варьирует в широком диапазоне: 2,0; 5,5; 7,6; 22,8; 31,6 млн лет, что указывает на длительный период активности вулкана Ченцова - от олигоцена по плиоцен включительно, возможно, захватывая и плейстоцен [20].

Кроме базальтов с вулкана Ченцова поднято большое количество желтовато-зеленоватых пемзовых туфов трахиадцитового состава в форме некрепких плиток толщиной до 4-7 см, а также овально-округлых кусочков пемзы, щелевидные поры в которых иногда бывают заполнены коричнево-черными гидроокислами марганца. Верхняя поверхность плиток ямчатая за счет вымывания кусочков пемзы придонной водой. Нижняя - относительно ровная, с множественными налипаниями подстилающего эдафогенного материала: зерен глауконита, кусочков кварцево-глауконитовых пород, мелкого щебня фосфоритов, единичных фрагментов тодорокитовых крок, ржавых комков гетита, редких спикул губок, крупных кристаллов плагиоклаза, заметного количества слюды, окатанного песка и гравия, состоящего из компонентов кислых кристаллических пород. Пемза бесцветная волосовидно-волокнистая, прозрачная, легко крошится. Показатель преломления, измеренный для трех обломков пемзы, находится в пределах 1.512-1.516. В пемзовых туфах обломки пемзы заключены в желтовато-зеленоватую глинистую массу, являющуюся связующим цементом и частично заполнившую поровое пространство большинства пемзовых обломков. Источником глинистого вещества цементирующей массы, по-видимому, являются разложенные до глинистого состояния агломератовые базальтовые туфы.

В.Т.Съедин относит образование трахиадцитовых пемз к заключительному этапу эксплозивной деятельности вулкана Ченцова, считая пемзы дифференциатами исходной базальтовой магмы [20]. О молодом возрасте пемзовых туфов свидетельствует их залегание на смешанных эдафогенных отложениях вулкана Ченцова, состоящих из разновозрастных компонентов, большая часть которых представлена гидротермальными кварцево-глауконитовыми породами, продуктами их подводного разрушения, фосфоритами, измененными базальтами.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ И АГЛОМЕРАТОВЫХ ТУФОВ

Если по фосфоритам и гидротермальной кварцево-глауконитовой минерализации вулкана Ченцова в литературе можно найти достаточно исчерпывающую информацию [2, 3, 9, 11, 12, 14, 26, 27], то о постмагматической фосфатной и сопутствующей минерализации в магматических породах сведения скучны и неполны [5, 15, 18, 19].

Подавляющее большинство добытых с вулкана Ченцова образцов вулканических пород в различной степени изменены. Эти изменения диагностируются по изменению окраски в краевых частях образцов (осветлению, позеленению), выполнению пустот различными минеральными комплексами и пр.

Базальты

Ранее [17] А.В.Можеровским для базальтов Японского моря была описана большая группа глинистых минералов, выполняющих каверны, поры и трещины, а также частично или полностью замещающих вкрапленники. Это в основном высокопреломляющие диоктаэдрические слоистые силикаты, в меньшей степени низкопреломляющие магнезиальные триоктаэдрические смектиты. Для базальтов вулкана Ченцова основными вторичными глинистыми минералами являются высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты, подобные глауконитам из эдафогенных отложений этого вулкана.

Наблюдения в образцах, прозрачных шлифах и в сканирующем электронном микроскопе позволили достаточно отчетливо представить картину вторичных изменений. В качестве примера предлагается фрагмент шаровой лавы с характерными для базальтов вулкана Ченцова вторичными изменениями. Образец шаровой лавы имеет округлую форму и диаметр около 10 см. Поверхность шаровой лавы прерывисто блестящая глазированная за счет исчезающие тонкой стекловидной темно-коричневой фосфатной пленки. Соскобленная с поверхности пленка показала содержание $P_2O_5 = 1,23\%$. В разрезе видно зональное строение лавы. Внутреннее ядро сложено незатронутым вторичными изменениями пористым (пористость около 40%) пироксен-плагиоклазовым базальтом с крупными вкрапленниками белого плагиоклаза. Краевая зона толщиной 2-2,5 см, представляет собой сильно измененную часть шаровой лавы, отличающуюся неоднородностью окраски и вторичной минерализации (рис. 2а). В этой зоне серые с металлическим блеском участки пиритизации без видимых границ сменяются серо-зелеными и зелеными участками фосфатно-глауконитовой минерализации.

Фосфатизация в измененной зоне крайне неравномерная, что хорошо видно при изучении образца под бинокулярной лупой и подтверждается химичес-

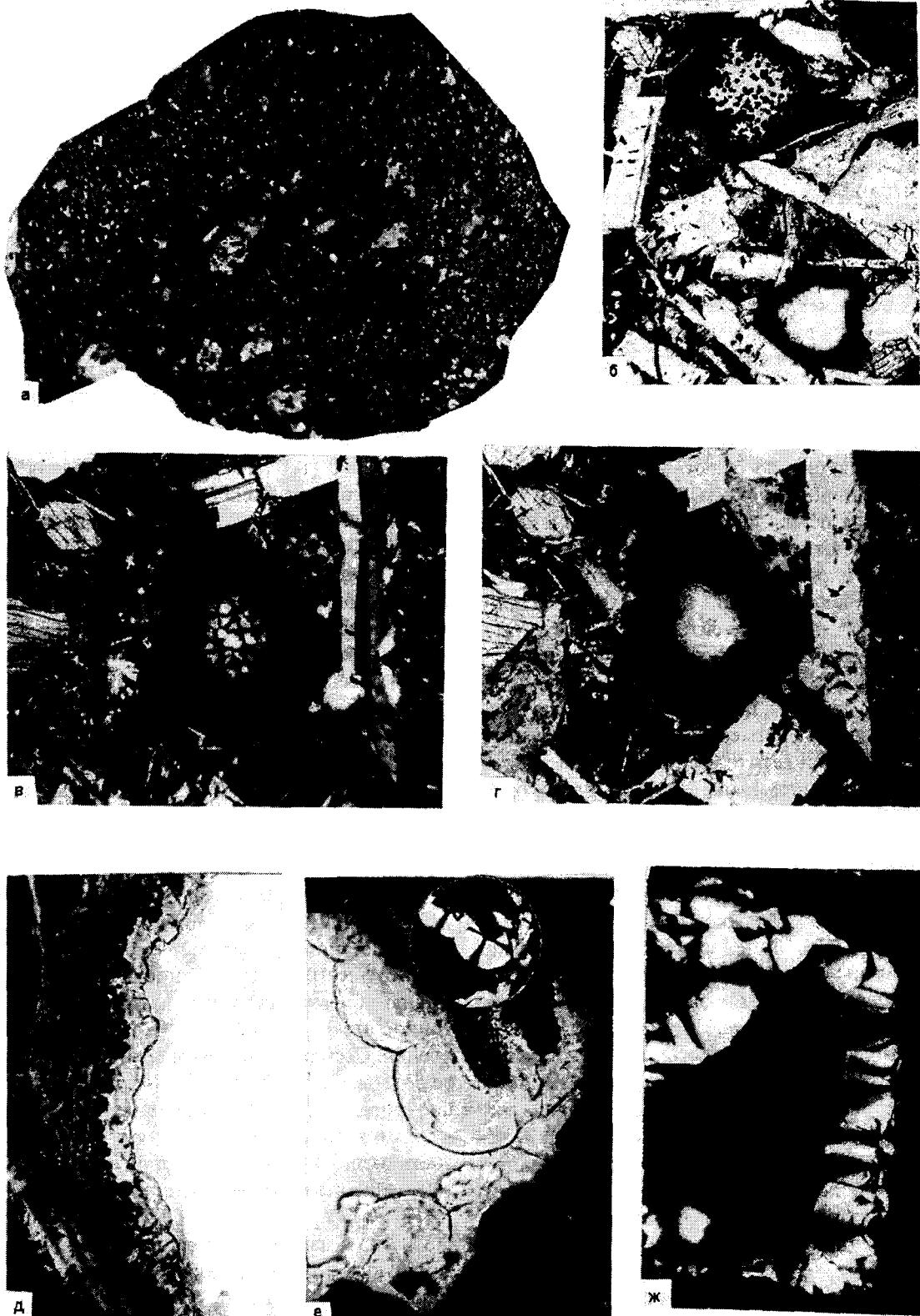


Рис. 2. Глауконит-пирит-фосфатная минерализация в базальтах вулкана Ченцова, обр. 2397/2:
а - фрагмент шаровой лавы в разрезе; б, ж - поры в базальте, выполненные частично или полностью вторичными минеральными комплексами. Шлифы, б - николи II, х 80; в, г - николи, +, х 100; д - николи, +, х 500; е - николи, х 400, в верхней части снимка врезка, николи +, х 120; ж - николи +, х 130.

кими анализами. Если в среднем содержание P_2O_5 в измененной зоне составляет 2%, то на отдельных участках его количество повышается до 5,7 и 7,2%.

По мере удаления от поверхности образца и продвижения внутрь измененной зоны раскристаллизация фосфата становится отчетливее, а палитра красок богаче. Под бинокуляром на стенках пор базальта можно увидеть глобулярно-натечные формы фосфата голубого, медово-желтого, дымчатого и даже черного цвета с характерным жирным блеском. Поры выполнены либо одним минеральным индивидом, либо в ассоциации с другими минералами. В прозрачных шлифах даже в пределах поля зрения микроскопа в порах, отстоящих друг от друга на расстояние, измеряемое долями миллиметра, можно наблюдать различия в минеральных ассоциациях, возникших в постмагматическую стадию.

На рис. 2б в нижней части снимка пора заполнена двумя минеральными индивидами: глауконитом по периферии поры и франколитом в ее центре, а в верхней части снимка пора выполнена глауконитом, пиритом и франколитом.

На рис. 2в, г поры выполнены по периферии глауконитом, а в центре - франколитом. Причем глауконит имеет трехслойное строение, обусловленное незначительным изменением окраски в густых зеленых тонах и небольшой разницей в показателях преломления ($Ng=1.680, 1.670; Np=1.631, 1.620; Ng-Np=0.049, 0.050$). В центре поры (см. рис. 2в) наблюдается хорошо окристаллизованный франколит в виде сросшихся сферолитов с интерференционной окраской в серых тонах и характерным крестообразным погасанием.

На рис. 2д видно трехслойное строение вторичных новообразований на стенке поры. Первый слой (облекающий стенку поры) состоит из зеленого глауконита, который в свою очередь обладает при чудливой микрослоистостью. Сверху на глауконите видны мельчайшие кубические кристаллы пирита, затем оба эти слоя сверху прикрыты натековидным раскристаллизованным фосфатом.

На рис. 2е видно, что нарастание фосфата было зональным. Если рассматривать на фотографии строение отдельной фосфатной глобули, то можно насчитать не менее трех десятков ультрамикрозон, состоящих из чередующихся светлых и темных слойков. Зональность не нарушает кристаллической структуры франколита, что отражено в характере интерференционной окраски и погасании. В целом каждый фрагмент фосфатной корочки кристаллографически гармоничен (рис. 2е, ж).

На экране сканирующего электронного микроскопа поверхность фосфатной корочки выглядит не такой гладкой, как это представляется на ее про-

зрачных разрезах в поляризационном микроскопе. Каждая отдельно взятая глобула состоит дополнительно из прилегающих округлых бугорков, имеющих в разрезе радиально-лучистое строение (рис. 3а). При большом увеличении видно, что поверхность бугорков есть ни что иное, как окончания сросшихся лучевидных кристаллов франколита. Отдельный такой кристалл представляет собой наслаждение асимметричных гексагональных, полигональных и короткопризматических пластин друг на друга (рис. 3б). Одновременно с наслаждением каждой пластины происходит незначительное смещение кристаллографических осей (главным образом оси «с», совпадающей с оптической осью Np). Суммарный эффект этого явления выражается в веерообразном и крестообразном погасании франколитовых глобул и сферолитов.

В порах, выстланных голубой и зеленой глауконитовой глиной, нередко можно встретить как бы насеченный на поверхность глины «бисер» из мельчайших франколитовых шариков. Они могут быть круглыми с гексагональным рисунком поверхности, как на рис. 3д, или не совсем круглыми, когда из центра шарика обособляется неправильный «многоэтажный» призматический кристалл франколита (рис. 3в, г). Глауконитовая глина при высыхании на рабочем столе обрела трещины синерезиса (рис. 3г, д).

В измененной зоне шаровой лавы свежими сохранились вкрашенники плагиоклаза и пироксен. До вторичных преобразований здесь был и оливин, который угадывается по оставшимся на его месте пустотам, форма которых соответствует форме вкрашенников оливина. Они частично или полностью заполнены постмагматическими вторичными минералами. Это может быть франколит, либо франколит в типичной для него ассоциации с глауконитом и пиритом. В частично занятых пустотах мельчайшие медово-желтые правильные гексагональные призматические кристаллы франколита наблюдаются сверху на глине и как бы «выросли» из нее (рис. 3е, ж). В пустотах, оставшихся от растворения оливина, на переплетающихся глинистых минеральных нитях «нанизаны гирлянды экзотических цветов» из франколита (рис. 3з). В некоторых порах франколит прикреплен к глинистым нитям в виде распускающихся бутонов (рис. 3и). В известных атласах ультрамикроструктур океанских фосфоритов подобных снимков нет, хотя радиально-лучистое строение фосфатных глобул является наиболее типичным для них [1, 22]. Вероятно, в полузамкнутом поровом пространстве базальтов достигаются такие условия, когда в спокойной обстановке из просачивающихся минерализованных растворов выпадают удивительные по красоте и совершенству кристаллические формы франколита.

В открытых трещинах базальтов, являющихся, по-видимому, подводящими каналами и более доступ-

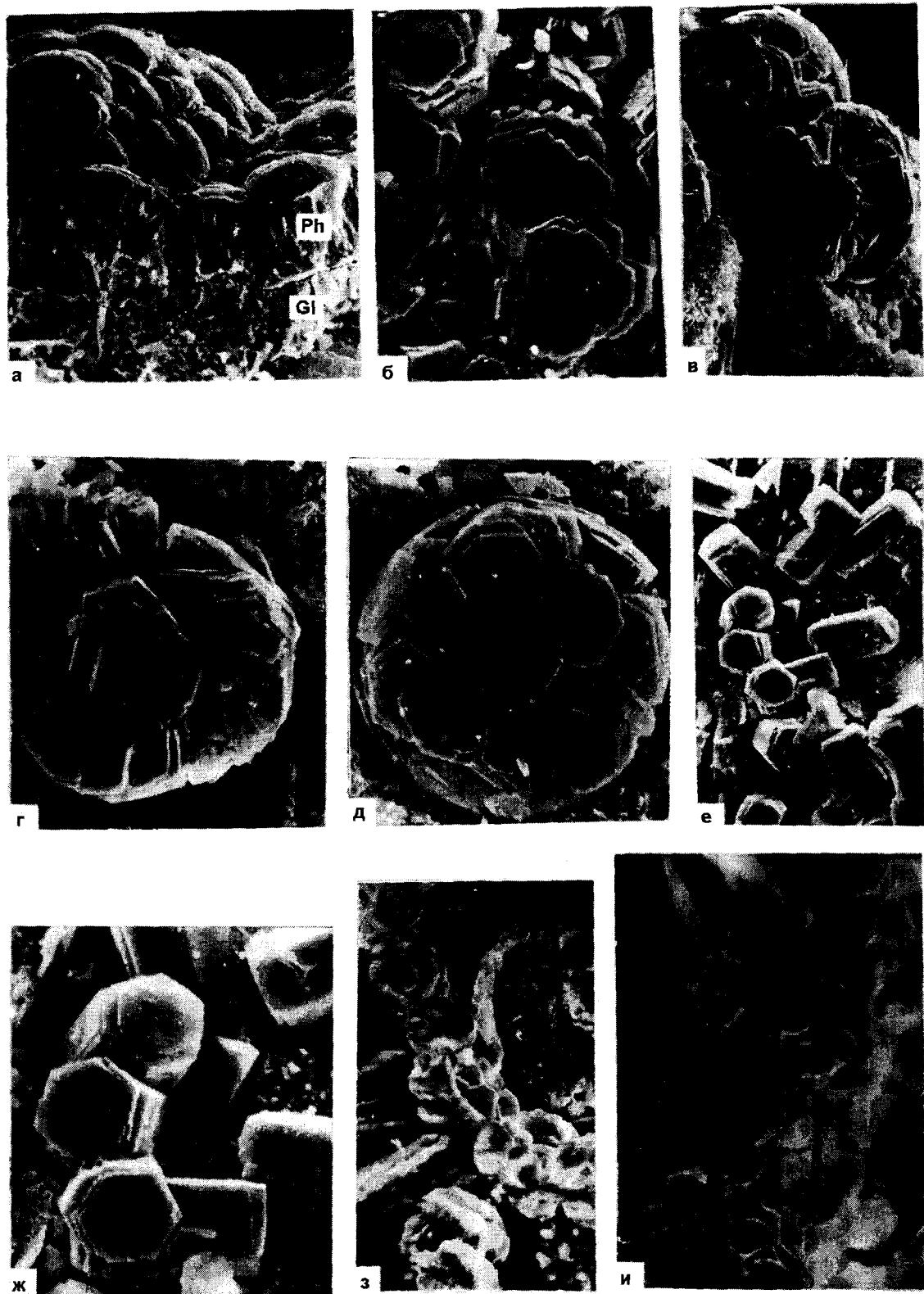


Рис. 3. Строение фосфатной и глауконитовой минерализации в измененной зоне шаровой лавы.

Снимки со сканирующего электронного микроскопа (СЭМ); а - поверхность фосфатной корки (Ph), наслойенной на глауконит (Gl), $\times 600$; б - кристаллы франколита на стенке поры в базальте, $\times 6000$; в-д - шары и шаровидные сростки франколита на глауконите, в глауконите видны трещины синерезиса, появившиеся при высыхании образца, $\times 1200, 2000, 2000$; е; ж - кристаллы франколита на глауконите, $\times 1400, 3500$; з, и - гирлянды из франколита на глинистых минеральных нитях, $\times 7800$.

ных просачивающимся растворам, встречаются светло-бежевые и розоватые налеты рыхлых фосфатов, микроструктура которых нам хорошо знакома на примерах так называемых осадочных фосфоритов. Это глобулярные веретеновидные фосфаты нередко с сопутствующим октаэдрическим пиритом (рис. 4а-в).

В двух случаях в единичных порах базальтов, расположенных у поверхности образцов, было отмечено выполнение поры аморфным или скрытокристаллическим фосфатом с реликтами створок диатомовых водорослей. Следует заметить, что количество реликтов по отношению к фосфату составляет менее 1-1,5%.

В некоторых образцах базальтов в порах можно встретить микродрузы белых кристаллов барита.

По данным рентгеноструктурного анализа фосфат, выделенный из измененной зоны шаровой лавы с параметрами элементарной ячейки $a=9,33 \text{ \AA}$, $c=6,88 \text{ \AA}$, отнесен к франколиту.

Глауконит, полученный из раздробленного фрагмента шаровой лавы путем отмучивания в дистилированной воде, по данным рентгеноструктурного анализа имеет следующие параметры: в воздушно-сухом состоянии d первого базального рефлекса равен 10.04 \AA , в насыщенным этилен-гликолем - 9.93 \AA . По разнице межплоскостных расстояний природного и насыщенного препаратов концентрация разбухающих слоев составила 5-10%. Параметр $b=9,09 \text{ \AA}$. Полученные дифрактограммы принципиально не отличаются от дифрактограмм ранее изученных гидротермальных глауконитов с вулкана Ченцова [14, 26].

Агломератовые базальтовые туфы

Агломератовые туфы обычно сильно осветлены и цеолитизированы (филлипсит). Они нередко представляют собой рыхловатую массу, рассыпающуюся на отдельные фрагменты. Выявить фосфатизированные участки в осветленных агломератовых туфах можно только с помощью качественной реакции на фосфор, иногда поискам таких участков способствует выработанная годами интуиция. Но даже имея достаточный опыт, фосфаты в вулканических породах легко пропустить. Этот момент при изучении фосфатоносности вулканических пород всегда нужно иметь в виду.

Содержания P_2O_5 в агломератовых туфах контрастны, чаще всего не превышают 0,46%. Лишь изредка встречаются образцы с отличной реакцией на фосфор, но это касается лишь отдельных участков породы. Так содержание P_2O_5 в одном таком образце в его краевой части составило 10,38%, а в другом - 1,25%. Встречаются образцы базальтовых туфов, скементированные массивным нераскристаллизо-

ванным светло-бежевым и бежево-коричневым фосфатом с содержанием P_2O_5 4,3% и 7,15% (рис.4е).

В агломератовых туфах в составе обломков был обнаружен пироксен-плагиоклазовый долерит. В долерите в интерстициях между кристаллами плагиоклазов встречаются новообразования хорошо окристаллизованного франколита, такого же, как в измененной зоне шаровой лавы (рис. 4г, д).

В обломках базальтов из туфов присутствуют вкрашенники гидратированного биотита, частично или полностью замещенные микрокристаллическим франколитом, ассоциирующим с зелеными смектитами и пиритом (рис. 4ж, з).

В пределах кальдеры вулкана Ченцова в местах наибольшего распространения коренных и обломочных фосфоритов, а также гидротермальных кварцево-глауконитовых пород, широко развиты туфы базальтов, окрашенные в сочные зеленые тона за счет интенсивной глауконитизации. Содержание P_2O_5 в одном образце глауконитизированного туфа составило 0,78%. В шлифах видно, что зеленый глауконит выполняет роль вторичного цемента, частично замещающего вулканическое стекло в краевой части обломков. Цемент дает слабую реакцию на фосфор, но в прозрачных шлифах фосфат себя не обнаруживает.

Только в сканирующем электронном микроскопе были найдены ультрамикрошлишки фосфата а также его друзовидные микроглобулярные выделения в преобладающей массе глауконита. На рис. 5 показан жильный и друзовидный франколит в глауконите при разных увеличениях. Видно, что франколит кристаллизуется после глауконита, сам же глауконит имеет лепестково-ячеистое ультромикростроение (рис. 5е).

В базальтах и туфах нередок филлипсит. Если глауконит и франколит вне всякого сомнения взаимосвязаны друг с другом и последовательно выпадают из одного раствора, то филлипсит прямой связи с франколитом не обнаруживает. В порах базальтов встречаются как свежие сростки кристаллов филлипсита, так и сильно измененные. Особенно это свойственно фосфатизированным туфам, где филлипсит несет на себе явные признаки коррозии. На гранях кристаллов филлипсита видны следы травления, разъедания, здесь же присутствуют мелкие светлые сгусткообразные выделения аморфного фосфата (рис. 6 а). Очевидно, что цеолитизация в туфах предшествовала фосфатной минерализации.

В некоторых обазцах на филлипсите наблюдаются корочки тодорокита (рис. 6б). В отдельных случаях тодорокит служит цементом агломератовых туфов. В этих образцах наблюдается сильное осветление обломков базальтов и разложение стекла до глинистого состояния.



Рис. 4. Фосфатная минерализация в базальтах и туфах:

а, б - глобулярный и веретеновидный франколит из трещин в базальтах, СЭМ, х 3000; в - вкрапления октаэдров пирита, СЭМ, х 3000; г - участок агломератового базальтового туфа с нераскристаллизованным стекловидным базальным фосфатным цементом, справа на снимке фрагмент крупного обломка долерита. Шлиф, николи II, х 50; д - долерит более крупным планом, в центральной части снимка раскристаллизованный фосфат, николи +, х 90; е - обломки базальта, «плавающие» в нераскристаллизованной цементирующей фосфатной массе. Шлиф, николи II, х 50; ж - предположительно реликт вкрапленника биотита, замещенного комплексом вторичных минералов в обломке базальта из агломератового базальтового туфа, в центральной части вкрапленника темное пятно зеленой глины (глауконита), белые участки - розетки и сферолиты франколита, квадратные черные вкрапления - пирит. Шлиф, николи II, х 60; з - частично разложенный вкрапленник бурого биотита в обломке базальта из агломератового базальтового туфа, центральная часть вкрапленника замещена франколитом (группа белых пятен), в периферической менее измененной части вкрапленника видна отчетливая спайность. Шлиф, николи II, х 70.

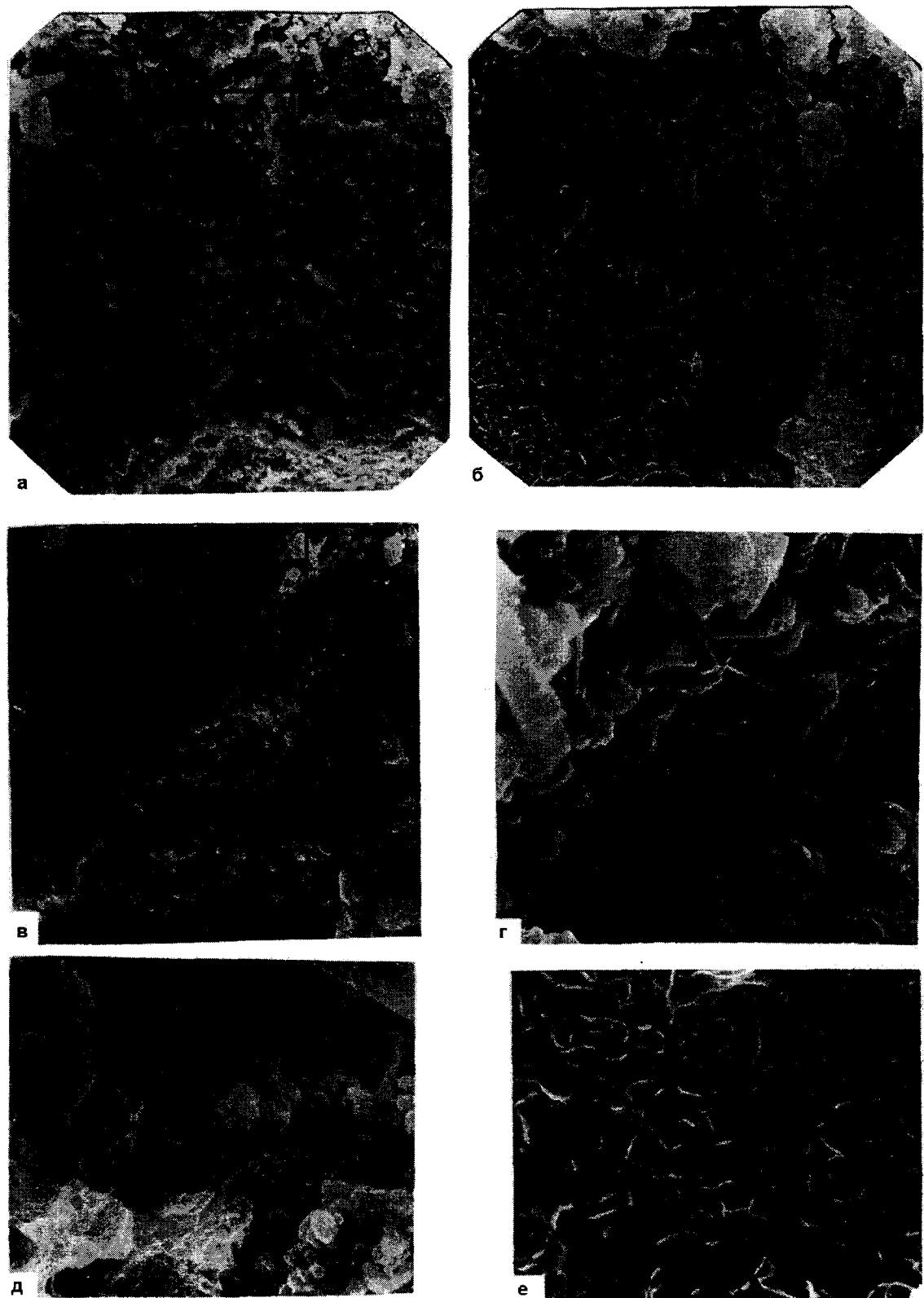


Рис. 5. Структура франколит-глауконитового цемента из базальтового туфа (СЭМ):

а, в - общий вид цементирующей глауконитовой массы с фосфатными жилками, $\times 540$, 1000; б, г - более крупный план отдельных участков фосфатных жилок. На снимках «а» и «в» эти участки обозначены квадратами, $\times 3000$, 6000; д - микродрузы глобулярного франколита в пористой глауконитовой глине, $\times 3000$; е - лепестково-ячеистая микроструктура глауконита, $\times 7800$.

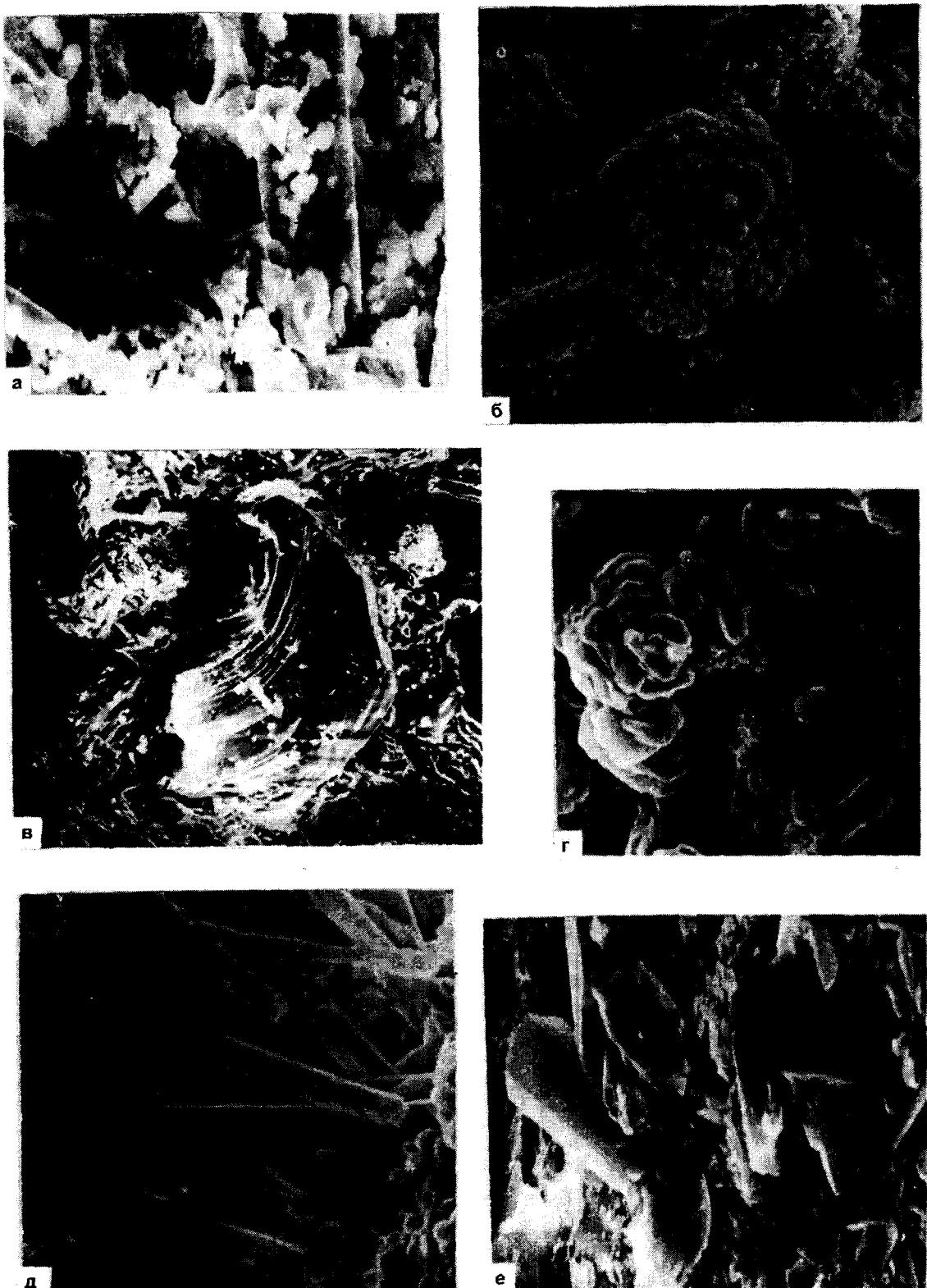


Рис. 6. Структуры вторичной минерализации в базальтах и агломератовых базальтовых туфах (СЭМ):
 а - кристаллы филлипсита, «протравленные» фосфорными растворами, фрагмент вторичного цеолитового цемента из агломератового базальтового туфа с более поздней наложенной фосфатной минерализацией, $\times 1400$; б - тодорокит на кристаллах филлипсита, $\times 1500$; в - выпоты поваренной соли, $\times 300$; г, д - новообразованные экзогенные восковидные минералы, $\times 3000$; е - экзогенный белый минерал из трещины в базальте, $\times 3000$.

Среди образцов, добытых драгами из кальдеры подводного вулкана Ченцова, было найдено всего два небольших обломка базальтового туфа, сцепментированного кристаллическим сидеритом, имеющим в крупных порах тенденцию к радиально-лучистому строению. Значения всех показателей преломления сидерита явно выше канадского бальзама, что отличает его от всех карбонатных минералов. Диагностика сидерита подтверждена рентгеновским методом. На кристаллах сидерита и в незаполненных сидеритом поровых пространствах туфа наблюдаются более поздние по отношению к сидериту выделения фрамбоидального пирита и изобильные присыпки из мелкокристаллических пиритовых октаэдров.

ПАРАГЕНЕЗИС

ГЛАУКОНИТ - ПИРИТ - ФРАНКОЛИТ

Судя по характеру взаимоотношений минералов в парагенезисе глауконит - пирит - франколит, кристаллизация всех трех его составляющих происходила в узком временном диапазоне в результате фракционирования одного и того же раствора, из которого последовательно выпадали сначала глауконит, затем пирит и, далее, франколит, что, по-видимому, обусловлено постепенным снижением температуры минерализованного раствора.

Гидротермальные глаукониты с вулкана Ченцова по данным изотопно-кислородных исследований кристаллизовались при температурах 42–58°C [14, 23, 26]. Изотопные данные по температуре образования фосфоритов с подводных гор северо-западной части Тихого океана дают значения температур в пределах 16,5; 23,5–36°C [18]. Эти данные вполне согласуются с наблюдениями над естественными природными минеральными ассоциациями. Везде, где франколит наблюдается в ассоциации с глауконитом, он кристаллизуется позднее и как бы завершает процесс постмагматического низкотемпературного минералообразования на определенном этапе. Для вулканических пород вулкана Ченцова низкотемпературная триада глауконит-пирит-франколит является типичной и закономерной. В количественном отношении пирит играет второстепенную роль.

ЭКЗОГЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

В данном разделе речь пойдет о веществах, которые образуются за короткое время, исчисляемое днями и месяцами, на поверхностях, в углублениях и трещинах образцов вулканических пород на рабочем столе исследователя в буквальном смысле этого слова. Эти вещества можно разделить на две группы: 1 - растворимых солей и 2 - минеральных новообразований.

Растворимые соли также делятся на две группы. К первой группе относятся соли, образующие «выпоты» на поверхностях образцов (не только на вулканических породах, но и на фосфоритах и гидротермальных квар-

цево-глауконитовых породах). Обычно это поваренная соль (галит). Иногда она белоснежной корочкой покрывает образцы базальтов и даже приподнимает в своем росте имевшиеся на базальтах более ранние железо-марганцевые наслоения. Форма кристаллов галита кубическая. Нередко «выпоты» NaCl приурочены к углублениям и трещинам в базальтах, а также к рыхлым разностям фосфоритов, в виде кристально прозрачных пламевидных выростов, (рис. 6в).

Другая разновидность растворимых солей образуется при разложении сульфидов железа (pirита, мельниковита), которые нередки в порах и трещинах базальтов. Это кисловатые на вкус железные квасцы, вместе с которыми кристаллизуется яблочно-зеленый ярозит. Сульфиды, которые были свежими на дне моря, в кабинетных условиях разложились в течение 3-4 месяцев, при этом объем новообразований минеральной фазы превысил первоначальный объем образца в 4 раза.

Группа минеральных новообразований представлена в основном прозрачными бесцветными и белыми восковидными низкопреломляющими (N ниже канадского бальзама) микродрузами коротко- и длиннопризматических кристаллов. Среди них возможны гипс, ангидрит, цеолиты. Все эти новообразования настолько мелки, что их кристаллическая структура выявляется только в сканирующем электронном микроскопе (рис. 6 г-е). Они появляются при высыхании образцов на свежих сколах базальтов и особенно обильны в местах интенсивной глауконитизации. Выделить эти минералы в необходимом для анализа количестве пока не представляется возможным. Они являются свидетельством тому, что образцы вулканических (и других) пород, добытые из кальдеры подводного вулкана Ченцова, насыщены отнюдь не морской водой, а содержат в себе остаточные ювелирные растворы, из которых при высыхании образцов кристаллизуются низкопреломляющие минеральные новообразования.

Не исключено, что изучение подобных проявлений экзогенной минерализации может пролить свет на некоторые стороны процесса, имеющего место в районах фосфоритовых месторождений на сушке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение необходимо остановиться на проблеме вулканализма и фосфатонакопления, а также поствулканической гидротермальной деятельности. При изучении химизма образцов базальтов М.И. Гнидашом было обращено внимание на тесную связь содержаний фосфора с п.п.п. (потерями при прокаливании), что, как известно, характеризует степень измененности породы. Эта связь оказалась типичной для определенной группы субшелочных базальтов, выделенных В.Т. Съединным под названием окраинно-морских толеитов, к которым относятся базальты

и агломератовые базальтовые туфы вулкана Ченцова [5, 6, 20]. М.И. Гнидашом для этого типа вулканитов был установлен ряд статистических зависимостей, отражающих поведение фосфора при постмагматических процессах, в частности, в связи с субмаринной гидротермальной деятельностью. Так содержания P_2O_5 в базальтах напрямую зависят от п.п.п. и положительно коррелируют с K_2O и Fe_2O_3 . Глауконит ($K_2O + Fe_2O_3$) и франколит (P_2O_5) как раз и являются минералогическим выражением этой закономерности, столь характерной для измененных базальтов вулкана Ченцова.

Раствор, из которого кристаллизовалась триада глауконит-пирит-франколит, можно отождествить с активнейшим химическим реагентом, взаимодействовавшим с вулканическим стеклом базальтов и туфов, фемическими минералами-вкраплениями и даже с ранее образованными гидротермальными цеолитами (филлипситом). Этот раствор не может быть иловой или морской водой, которые резко не насыщены калием, железом и фосфором. Источником фосфора, а вместе с ним калия и железа, вряд ли могут быть морские организмы, реликты которых нередки в фосфатах и глауконитах. Более реален эндогенный источник поступления этих элементов в связи с подводным вулканизмом и гидротермальной деятельностью.

На примере Галапагосских гидротермальных холмов [25], а также многих других регионов с современной субмаринной гидротермальной деятельностью, видно, что, во-первых, биогенная седиментация и гидротермальный процесс вполне уживаются друг с другом. Во-вторых, субмаринная гидротермальная деятельность, способствуя бурному развитию самой разнообразной жизни на морском дне, блокирует седиментационные процессы, растворяя створки, раковины фито- и зоопланктона, от которых остаются реликты. Э.Л.Школьник, наблюдая жильный фосфат с реликтами фораминифер в базальтах на одном из гайотов Тихого океана, пришел к парадоксальному выводу о том, что «возникновение прожилкового фосфата вне связи с гидротермальной деятельностью представляется вполне очевидным» [24, стр. 34]. В данном случае очевидно лишь то, что в фосфате сохранились реликты планкtonных организмов, но это совсем не означает, что эти организмы явились источником фосфора для образования жильного фосфата в базальтах.

В настоящий момент господство диагенетической биогенно-апвеллинговой «теории» поставки фосфора на морское дно и в осадок можно оправдать подходом к изучению проблемы морского фосфатонакопления исключительно в связи с биогенной седиментацией. Несмотря на то, что фосфатизированные биогенные осадки сплошь и рядом распространены на подводных вулканических горах и гайотах в бассейне Тихого океана, роль подводного вулканизма и гидротермальной деятельности в связи с этой проблемой либо подвергается сомнению, либо игнорируется и отвергается.

Никто не сомневается в том, что процесс фосфатонакопления является наложенным, вторичным. Качество полученных при этом фосфоритов целиком и полностью зависит от субстрата, на который наложился процесс фосфатизации. Как и для большинства гидротермальных месторождений, вмещающими породами которых являются осадочные образования, о морских фосфоритах также можно говорить, что их качество контролируется первичными породами, которые были подвержены процессу фосфатизации. Для фосфоритов кrudоконтролирующими следует относить высокопористые и проницаемые породы и осадки сравнительно несложного исходного химического состава, способные достаточно легко насыщаться активными фосфорными растворами и растворяться под их воздействием. К таким, в частности, можно причислить нанофоссилиевые, фораминиферовые и диатомовые илы, образование фосфоритов по которым приводит практически к полному растворению карбонатных раковин и опаловых створок планктонных организмов с сохранением реликтовой биогенной структуры.

По вулканическим породам фосфориты высокого качества неизвестны, так как их фосфатизация носит избирательный характер, что обусловлено неоднородностью пород и их сложным химическим составом. Вероятно, поэтому изучение фосфатонасности вулканических пород оказалось не привлекательным для исследователей, и эта сторона фосфатной геологии до сих пор остается в тени.

В литературе опубликовано достаточно много данных, где приводятся повышенные содержания фосфора (свыше 1%) в базальтах подводных вулканических гор и гайотов. Именно в этих районах чаще всего встречаются фосфориты. По-видимому, назрела потребность в комплексном изучении проблемы фосфатонакопления на морском и океаническом дне с учетом тектоники, магматизма, седиментогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурина Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры океанских фосфоритов. Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Берсенев И.И., Школьник Э.Л., Гусев В.В. Фосфориты дна Японского моря //Докл. АН СССР. 1983. Том 271, N 2. С. 397-401.
- Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука. 1993. 207 с.
- Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Фосфорные руды района Огасавара (Северо-западный сектор Тихого океана) //Геология Тихого океана. Владивосток: ДВО АН

- СССР, 1987. С. 64-66.
5. Гнидаш М.И., Съедин В.Т., Можеровский А.В. и др. Геохимические ассоциации фосфора в базальтах Японского моря// Тихоокеан. геология. 1988. N 3. С. 25-34.
 6. Гнидаш М.И., Съедин В.Т. О связи фосфатонакопления с подводным вулканизмом //Сов. геология. 1991. N 10. С. 39-43.
 7. Гусев В.В. Фосфатные породы на подводных горах в западной части Тихого океана //Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 180-183.
 8. Гусев В.В. Фосфориты Японского моря. Состав и генезис. Дис. канд. геол.-минер.наук. Новосибирск. 1986. 225 с.
 9. Гусев В.В., Евланов Ю.Б., Леликов Е.П. Распространение фосфоритов на участке Восточно-Корейской возвышенности (Японское море) //Компл. пробл. разведки, добычи и охраны минер. ресурсов океана: Тез. докл. Владивосток, 1983. С. 18-19.
 10. Липкин Ю.С., Липкина М.И. Структурный контроль фосфатной минерализации Японского моря //Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов: Тез. докл. Иркутск, 1989. С. 64-65.
 11. Липкина М.И. Глауконит подводных вулканов Японского моря// Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 98-108.
 12. Липкина М.И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря //Литология и полез. ископаемые. 1980. N 4. С. 44-54.
 13. Липкина М.И., Школьник Э.Л. Фосфориты с подводного вулкана Ченцова в Японском море //Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, N 1. С. 217-222.
 14. Липкина М.И., Дриц В.А., Ципурский С.И. и др. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря //Изв. АН СССР, сер. геол. 1987. N 10. С. 92-111.
 15. Липкина М.И., Эйберман М.Ф., Ткалич О.А. Находки фосфоритов на подводных горах северо-западной окраины Тихого океана // Тихоокеан. геол., 1988. N 6. С. 99-102.
 16. Липкина М.И., Якушева И.Н. Фосфориты высоких широт северо-западной части Тихого океана //Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 98-108.
 17. Можеровский А.В. Низкотемпературные изменения магматических пород дня Японского моря //Тихоокеан. геология. 1986. N 3. С. 58-63.
 18. Сафонов В.Г. О генезисе фосфоритов на подводных горах северо-западной части Тихого океана //Литология и полез. ископаемые. 1982. N2. С. 16-21.
 19. Свальнов В.Н., Матвеенков В.В. Некоторые особенности фосфатизации на подводных горах Тихого океана // Известия АН СССР, серия геол. 1986, N 10. С. 56-65.
 20. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря //Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, N 6. С. 1441-1445.
 21. Съедин В.Т. Особенности геологического строения фосфоритоносного участка Ченцова (Японское море) // Геология Тихого океана. Тез. докл. на III Тихоокеанской школе по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 85-89.
 22. Ультрамикроструктуры фосфоритов (Атлас фотографий), Вып. 670. М.: Наука. 1987, (Тр. ИТИГ СО АН СССР.) 224 с.
 23. Устинов В.И., Стрижев В.П., Липкина М.И. Температура кристаллизации гидротермальных глауконитовых пород Японского моря по данным изотопных исследований //Тез. докл. на семинаре. Минеральные преобразования океанической коры. Владивосток, 1982. С. 69-71.
 24. Школьник Э.Л., Батурина Г.Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана //Тихоокеан. геол. 1987. N 4. С. 30-34.
 25. Initial Reports of the DSDP. 1983. V. LXX. 481 p. 26. 26. Lipkina M.I., Drits V.A., Tsipurskiy S.I. et al. High-Fe dioctahedral layer silicates from hydrothermalites and sediments at volcanic structures in the Sea of Japan. // Intern. Geol. Rev. 1987. 29. 1161-1179 p.
 27. Lipkina M.I. Hydrothermal green clays in marine sediments: Clues to marine Mineral Deposits // Marine Mining. 1990. V. 9. P. 379-402.
 28. Moore J.G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii // Amer. J. Sci. 1965. V. 263, N 1. P. 40-52.
 29. Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-80-3: Japan Trench, Shatsky rise, Guam, Ponape and Ogasawara areas. Tokio: Ocean Res. Inst. Univ. Tokio. 1981. 209 p.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

M.I.Lipkina

Phosphatic accompanying mineralization in magmatic rocks of the underwater volcano Chentsov (the Sea of Japan)

In the Sea of Japan the largest ore occurrence of phosphorites is located on the underwater volcano Chentsov. Phosphorites are mainly associated with subalkaline basalts and their tuffs, and also with hydrothermal quartz-glaucous rocks (hydrothermalites). Volcanic rocks are phosphorized and glauconitized and contain about 0,46-10,78% P_2O_5 . Francolite was found in the pores and cracks of basalts, and in tuff cement in paragenesis with glauconite and pyrite. Crystalline differentiation of minerals from one solution in sequence: glauconite - pyrite - francolite is substantiated. We assume that the source of elements, which are necessary for minerals formation, is of endogenic nature. Brief description of exogenous minerals is given, and a high velocity of their formation (not in thousand and million of years, but in days and months) is emphasized.

ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Г.Н.Гамянин*, В.И.Гончаров**, Н.А.Горячев**

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

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

Рассматривается обширная группа золоторудных месторождений, генетически связанных с позднемезозойскими гранитоидами. Выделено три типа таких месторождений: золото-скарновый, золото-гнейсновый и золото-редкометалльно-кварцевый жильный. Рудные тела представлены жилами, штокверками, метасоматическими вкрашенными и массивными залежами разнообразной формы. В составе руд наблюдается тесная ассоциация раннего золота с сульфоарсенидами и арсенидами железа, никеля и кобальта, а позднего - с минералами висмута (самородным висмутом, висмутином, икунолитом, теллуридами и сульфотеллуридами). Золото в рудах мелкое и субмикроскопическое: в золото-скарновых и золото-гнейсовых месторождениях 90%, а в золото-редкометалльно-кварцевых жильных - 60% его массы имеет размер зерен менее 0,1 мм. Пробность колеблется в широких пределах (400-950 единиц). Распределение в рудах неравномерное, столбовое, иногда бонанцевое - особенно в жильном типе. Запасы металла отдельных месторождений небольшие (1 - 30 т) при средних содержаниях 7 - 15 г/т. Золото-редкометалльное оруденение формировалось при температурах 360-200°C и давлениях 2000-500 бар в градиентных условиях преимущественно из хлоридных относительно концентрированных растворов при высоком потенциале мышьяка в восстановительной обстановке. Геологические, минералого-геохимические и термобарогеохимические данные указывают на генетическую связь золото-редкометалльного оруденения с гранитоидами I-типа ильменитовой и магнетитовой серий, возникших в обстановках коллизий и формирования окраинно-континентальных магматических дуг.

Подавляющее большинство месторождений золота Востока Азии локализуется среди осадочных толщ (турбидитов) обычно на значительном удалении от гранитоидных интрузивов (3-15 км). Генезис этих месторождений до сих пор дискуссионен. Однако в регионе встречается также группа специфических по составу золоторудных месторождений, которые пространственно сближены или даже совмещены с гранодиорит-гранитными интрузивами. Месторождения этого генетического типа располагаются как в пределах главнейших золоторудных поясов Северо-Востока России (Яно-Колымского, Аллах-Юньского, Чукотского, Куларского), где ассоциируют с золотокварцевыми месторождениями, так и образуют самостоятельные области распространения (хребет Улахан-Тас) [1, 5, 11, 18]. И в том и в другом случае они приурочены, как правило, к границам террейнов. Такие месторождения известны также во многих других регионах России (Кочкарское, Натальевское, Средне-Голготайское, Дарасун) и других стран (Салсинь, Франция; Форт-Нокс, США; Даблин Галч, Канада). Эти месторождения обладают отчетливыми признаками генетической связи с гранитоидами и рассматриваются в составе специфической золото-редкометалльной формации [12] или в группе «intrinsic» месторождений золота [21]. Настоящее сообщение посвящено характеристике ору-

денения данного типа, широко распространенного в пределах мезозоид Северо-Востока России.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Площади распространения золото-редкометалльных месторождений обычно совмещены с ареалами позднеколлизионных гранитоидов, широко проявленных в том числе и на Северо-Востоке Азии, где они образуют несколько поясов (рис.1). Формирование этих поясов связано с заключительными стадиями позднемезозойской аккреции разнородных террейнов, супертеррейнов и микроконтинентов с пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона [22, 23]. Породы, вмещающие золото-редкометалльные месторождения, представлены терригенно-карбонатными ($R-C_1$) и терригенными (C_2-J_3) шельфовыми отложениями, смятыми в напряженные складки в результате раннемеловых коллизионных процессов, а также гранитоидами ($K_{1,2}$), состав которых изменяется от гранодиоритов до гранит-аплитов. Часть более молодых месторождений данного типа связана с формированием гранитоидов окраинно-континентальных постаккреционных вулкано-плутонических поясов (Охотско-Чукотский и другие.).

При всем многообразии гранитоидов Северо-Востока Азии интрузивы, с которыми связано золо-

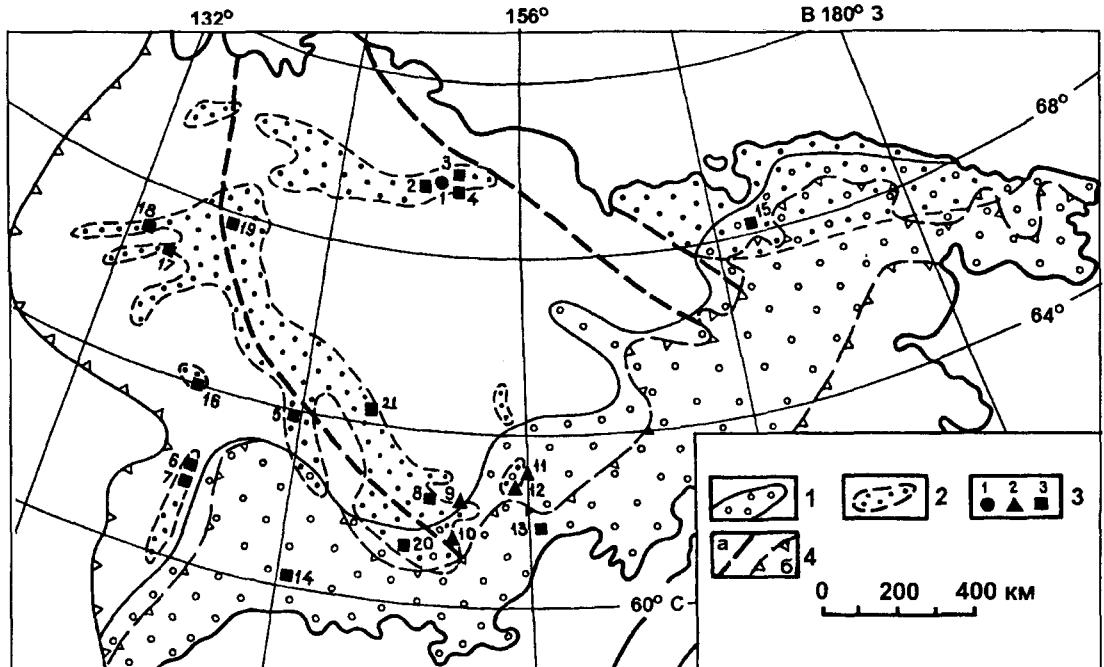


Рис. 1. Схема размещения ареалов гранитоидов и золото-редкометалльных месторождений Северо-Востока России.

1 - магматические ареалы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 2 - ареалы позднеколлизионного гранитоидного магматизма в складчатых поясах мезозойда; 3 - локализация золото-редкометалльных месторождений (1 - золото-скарновые, 2 - золото-грейзеновые, 3 - золото-редкометалльно-кварцевые жильные); 4 - границы: (а) крупных тектонических блоков, (б) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, сплошная линия с бергштрихами - граница Сибирской платформы. Номера месторождений: 1 - Кандидатское, Зейское, Хоспокчанское, Арбатское; 2 - Тугучакское; 3 - Чистое; 4 - Ат-Юряхское; 5 - Эргеляхское; 6 - Лево-Дыбинское; 7 - Курумское; 8 - Басугуньинское, 9 - Чепакинское; 10 - Мяkitское; 11 - Порожистое; 12 - Подгорное; 13 - Хапали; 14 - Охото-Кухтуйское; 15 - Пельвунтыкайнер; 16 - Дуга; 17 - Делювиальное; 18 - Галечное; 19 - Неннели; 20 - Школьное, жила №6; 21 - Чугулукское.

то-редкометалльное оруденение, имеют характерные черты, объединяющие их в единую меловую гранодиорит-гранитную ассоциацию I-типа [19]. Интрузивы этой ассоциации распространены как в пределах коллизионных зон, так и в обрамлении постаккреционных окраинно-континентальных вулканических поясов. Обычно это небольшие по площади plutоны (до 300 км²), сложенные гранодиоритами, адамеллитами, либо гранитами.

Позднеколлизионные интрузивы (К₁), локализованные в мезозоях, характеризуются повышенной известковистостью, что находит отражение в присутствии в их составе, помимо биотита, незначительного количества роговой обманки. Для этих гранитоидов обычна также пониженная щелочность, незначительная пересыщенность глиноземом и преобладание калия в сумме щелочных металлов по сравнению с гранитоидами других ассоциаций региона [7, 13, 17]. В качестве акцессорных минералов в гранодиоритах и гранитах чаще других встречается ильменит, в меньшей степени - гранат, циркон, апатит, рудные минералы. Перечисленные признаки позволяют отнести их к ильменитовой серии.

Гранитоиды этой же ассоциации, но ранне-позднемелового возраста, связанные с формированием постаккреционных окраинно-континентальных вул-

канических поясов, отличаются большей долей амфибала в составе темноцветных минералов и некоторым преобладанием натрия над калием. Главными акцессорными минералами в них являются магнетит и апатит. Это типичные гранитоиды магнетитовой серии.

Важной особенностью рассматриваемых гранитоидов является присутствие в составе акцессорных минералов сульфидов и сульфоарсенидов железа - пирита, пирротина, арсенопирита и леллингита, а также комплекса специфических минералов: стистаита, олова, меди, цинка, висмута и золота самородных, латуни, теллуровисмутита, сульфосолей свинца и висмута и других минералов, обычных в рудных месторождениях [1, 6, 7]. Для пирротина, пирита, арсенопирита и леллингита, по данным микрозондового анализа, характерно практически постоянное присутствие примеси кобальта (до 5,9%) и никеля (до 3,2%), а также Ви до 0,7%.

Помимо золотого оруденения, для рассматриваемых гранитоидов сопутствующими являются вольфрамовое, молибденовое и кобальтовое оруденения. Возрастной интервал формирования гранитоидов по данным калий-argonового и рубидий-стронцийевого датирования составляет 140-110 млн лет (ранний мел) для позднеколлизионных ильменито-

вых гранитоидов и 100-90 млн лет (конец раннего - начало позднего мела) для постаккреционных магнетитовых гранитоидов. По геологическим и минералогическим данным становление интрузий происходило в условиях глубин менее 3 км, широком интервале температур (900-575°C) и значительных вариациях фугитивности кислорода ($f_O = 10^{-18} - 10^{-11}$).

ТИПЫ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди месторождений золота, генетически связанных с гранитоидными интрузивами, выделены три типа: золото-скарновый, золото-грейзеновый и золото-редкометалльно-кварцевый жильный. Общими особенностями этих месторождений являются их локализация в апикальных и приконтактовых (эндо- и экзо-) частях охарактеризованных интрузий, а также сходство в составе руд и последовательности минералообразования. Их отличия обусловлены позицией по отношению к интрузивам, составом вмещающих пород, окологильными метасоматитами, морфологией рудных тел и количественной ролью сульфидов в целом и отдельных минеральных ассоциаций в частности.

Золото-скарновые месторождения Кандидатского рудного поля (Кандидатское, Арбатское, Зейское, Хоспокчанское) установлены в приконтактовых зонах коллизионного Улахан-Сисского массива Северного гранитоидного пояса (Яно-Полоусненская металлогеническая зона - хр. Улахан-Тас, Северо-Восток Якутии). Известковые скарны формировались на контакте раннемеловых гранодиоритов с палеозойскими известковистыми песчано-сланцевыми породами, реже - с более древними известняками или на контакте осадочных алюмосиликатных пород триасового (?) возраста с линзами ранее мраморизованных известняков в надинтрузивной зоне. Возникающие при этом линзовидные скарновые залежи мощностью первые десятки метров и протяженностью 100-300 м обладают поперечной зональностью двух видов: 1) гранодиорит - гранат-плагиоклазовая (иногда со скаполитом) околоскарновая порода - гранатовые эндоскарны - пироксен-гранатовые экзоскарны - tremolитовая околоскарновая порода - мрамор; 2) биотитовый роговик - пироксен (скаполит)-плагиоклазовая околоскарновая порода - мелкозернистые пироксен-гранатовые скарны - тонкозернистые пироксеновые скарны - пироксен-волластонитовые скарны - мраморизованный известняк. Формирование скарнов происходило при существенном привносе кальция (за счет известняков) и железа, выносе щелочей и перераспределении магния, кремния и алюминия. В крупных полях контактово-метасоматического изменения осадочных и изверженных пород ($S = 1-2 \text{ км}^2$), объединяющих целый ряд сближенных скарновых линз, отмечаются жилы и про-

жилки переотложенного крупнозернистого граната с аксинитом и эпидот-гранат-магнетитовые линзы с кварцевой сердцевиной. Соскарновые рудные минералы представлены молибденитом и пирротином, приуроченным в основном к пироксеновым разновидностям метасоматитов. С присутствием этих минералов-концентраторов в скарнах связан повышенный по сравнению с гранитоидами в 3-10 раз рудный фон ряда элементов - кобальта, никеля, меди, цинка, молибдена, золота. Наложенная минерализация представлена преобладающим вкрапленным, прожилково-вкрапленным (вплоть до массивных линз) оруднением арсенидо-сульфоарсенидного и сульфидного состава при резко подчиненном развитии полиметаллической и сульфотеллуридной ассоциаций. Количество рудных минералов во вкрапленных рудах 3-5%, в прожилково-вкрапленных - в среднем около 15%, а в массивных - до 80-90%. В прожилковых и массивных рудах часто присутствует кварц, по скарнам вблизи рудных образований нередко развиваются маломощные зонки (до 10 см) окварцевания и гидрослюдизации.

Золото-грейзеновые месторождения ассоциируются с гранитами раннего мела в пределах коллизионных зон. Здесь они локализуются либо в апикальных частях небольших интрузивов в виде плащеобразных залежей под экраном роговиков (Мяkitское месторождение), либо в виде пучков кварц-сульфоарсенидных жил с грейзеновыми окологильными оторочкаами в роговиках (Чепакинское месторождение) (рис.2). Грейзены кварц-мусковитового состава нередко с гранатом и примесью шпинели [10]. В них локализуются обычно неправильной формы кварц-арсенопиритовые и кварц-леллингитовые жилы. В месторождениях этого типа нередки и вкрапленные сульфоарсенидные руды (Чепакинское месторождение). Доля рудных минералов колеблется от 10 до 90%. Помимо арсенопирита и леллингита, в рудах известны пирротин, вольфрамит. Другие минералы - сульфотеллуриды и теллуриды висмута, а также самородные висмут и золото очень редки. Золото мелкое, содержание его в рудах неравномерное (1-100 г/т).

Подобные месторождения (Охото-Кухтуйское, Порожистое, Подгорное) известны также и в тесной связи с гранитами ранне-позднемелового возраста в пределах вулкано-плутонических структур, связанных с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [2, 9, 11]. Для них характерна повышенная кобальтоносность.

Золото-редкометалльно-кварцевый жильный тип месторождений распространен наиболее широко и встречается в большинстве золоторудных зон Дальнего Востока: Тугучак, Чистое, Ат-Юрях, Ненели, Чугулук, Басугунья, Эргелях (Яно-Колымская и Яно-Полоусненская металлогенические зоны),

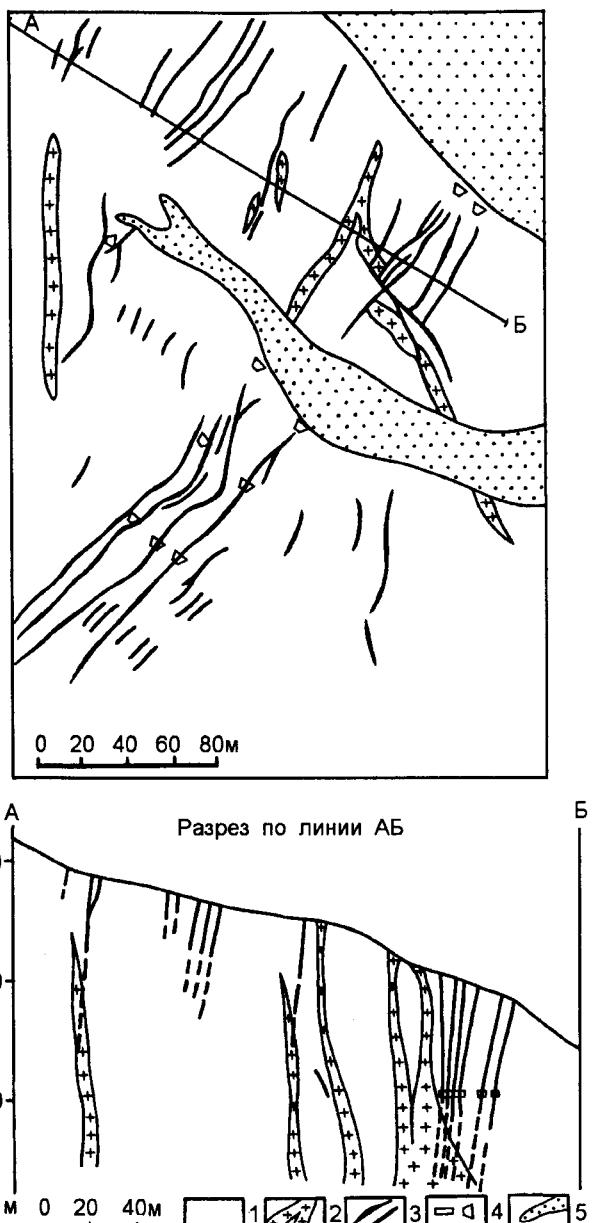


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Чепак (по материалам П.И.Скорнякова, 1951 г. с упрощениями и изменениями авторов).

1 - орловиковые песчано-сланцевые отложения триаса; 2 - дайки гранодиорит-порфиров; 3 - рудные тела; 4 - горизонты штолен; 5 - аллювиальные отложения.

Лево-Дыбинское, Курум (Аллах-Юньская зона), Халали, Пельвунтыкайнен (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Рудные тела месторождений этого типа представлены простыми жильными телами мощностью 0,1-0,6 и протяженностью 2-100 м; штокверковыми зонами шириной до 30-50 м с 10-20% кварцевого материала на погонный метр; зонами дробления мощностью до 2-3 м и протяженностью до 200-300 м с различным количеством кварцевого

материала. Обычны сочетания зон дробления и стволовых жил. Вблизи рудных тел в этом типе месторождений отмечаются зональные метасоматические изменения вмещающих пород - гранитоидов и биотитовых роговиков. Мощность околовильных измененных пород достигает 1 м, а в штокверковых зонах изменение пород охватывает всю площадь штокверка. При этом в зонах с неравномерной жильно-прожилковой минерализацией изменения вмещающих пород носят линейно-гнездовой характер. Околоильные изменения в гранитоидах обладают зональностью: от зон окварцевания (привнос SiO_2 до 20%) во внутренних, прилегающих к жилам частях метасоматитов, к промежуточной кварц-слюдистой (мусковит, серицит) зоне. Формирование промежуточной зоны происходит обычно с небольшим поступлением кремнезема, но без существенного привноса калия. Новообразование слюдистых минералов связано с развитием мусковита по биотиту и серицита по калиевому полевому шпату и плагиоклазу. При возникновении следующей (внешней) кварц-серийт-альбитовой зоны, отмечается незначительный (10-20%) привнос натрия и более существенный (30-40%) - глинозема по сравнению с исходными породами. Эта зона постепенно переходит в слабо хлоритизированные вмещающие породы.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все типы рассматриваемых золоторудных месторождений, генетически связанных с гранитоидами, имеют близкий минеральный состав, сходные продуктивные ассоциации и одинаковую последовательность их формирования. В подавляющем большинстве месторождений присутствуют молибденит и (или) вольфрамит (шеелит). Кварц вместе с ними образует либо ранние ассоциации в рудных телах, вмещающих золотоносные сульфоарсенидные и сульфотеллуридные парагенезисы, либо самостоятельные жилы, пространственно (до 1 км) разобщенные с продуктивными телами. Различия в минеральном составе, в основном касаются количественной роли ведущих ассоциаций минералов в месторождениях разных типов. К примеру, в золото-скарновых и золото-грейзеновых месторождениях первая продуктивная золотоносная арсенопирит-леллингитовая ассоциация резко ($>50:1$) преобладает над второй - золото-сульфотеллуридной, тогда как в золото-редкометально-кварцевых жильных месторождениях это преобладание не столь значительное ($<10:1$).

Арсенопирит-леллингитовая ассоциация распространена на всех типах месторождений. Количественные соотношения арсенопирита и леллингита изменчивы, но доля последнего с глубиной возрастает. По времени образования арсенопирит, относящийся к разновидности с преобладанием мышьяка

над серой ($\text{As:S} > 1.05$), более поздний и обычно окаймляет агрегаты леллингита. Практически повсеместно арсенопирит и леллингит содержат Co и Ni, количества которых варьируют в достаточно широких пределах (0,5-10%). Встречаются разновидности этих минералов как с высоким содержанием этих элементов, так и обогащенные одним из них. Например, данант с Co (4-12%) встречается в месторождениях Хоспокчан, Чистое и Эргелях; данант с Ni (до 8%) присутствует в месторождениях Эргелях, Неннели, Тугучак. Co-Ni - содержащие леллингиты (3-11% Co; 3-9% Ni) нередки в месторождениях Хоспокчан, Эргелях, Неннели, Тугучак, Лево-Дыбинское. Во многих месторождениях отмечаются собственные минералы Co и Ni - кобальтин (Зейское, Ат-Юрях, Лево-Дыбинское, Эргелях), никелин (Арбатское, Неннели, Курум, Лево-Дыбинское). Для Лево-Дыбинского месторождения вообще характерно разнообразие никельсодержащих минералов (рис.3): - никелин, раммельсбергит, герсдорфит, Ni - арсенопирит (до 10% Ni). Следует подчеркнуть необычную Ni-специфичность ранних сульфидов рассматриваемых месторождений, не известную для золото-редкометалльных проявлений других провинций.

Перечень висмутовых минералов представляют главным образом самородный висмут, висмутин и сульфотеллуриды висмута, встречающиеся во всех изученных месторождениях. Кроме того, в ряде месторождений, особенно золото-редкометалльно-кварцевого жильного типа, присутствуют и более редкие

минералы висмута - икунолит (Тугучак, Ат-Юрях), мальдонит (Неннели, Лево-Дыбинское), золото-висмутовый сульфид (Неннели, Лево-Дыбинское, Басугунья), не упоминающийся в литературе свинцово-серебряный сульфотеллурид Ag_2PbTeS (Курумское).

Характерной особенностью висмутовых минералов всех месторождений является нестехиометричность состава с широкими вариациями в содержании минералообразующих компонентов, а также значительных концентраций (более 1%) примесных фаз. Вариации состава минералов отмечаются на всех месторождениях. Особенно это свойственно сульфотеллуридам и теллуридам висмута, которые нередко образуют практически непрерывный ряд [8] от одного минерального вида к другому (рис. 4): от тетрадимита к минералу M, от жозеита к минералу L и т.д. Такие минеральные соединения с меняющимся отношением компонентов, согласно [14], логичнее объединить в гомологические ряды: ряд жозеита A, - жозеита B, - тетрадимита и т.д. Присутствие в минералах висмута примесей других рудных компонентов в большой степени зависит от принадлежности месторождений к тем или иным металлогеническим поясам. Так, все минералы висмута в месторождениях Яно-Полоусненской металлогенической зоны (Северного гранитоидного пояса) обогащены селеном (в икунолите до 4%), Яно-Колымской - сурьмой (в висмутине до 14%, в висмуте самородном до 8%), Аллах-Юньской - свинцом (минерал M до 7%). При этом отмечаются существенные различия в содержании примесных компонентов даже в смежных зернах минералов.

Другой особенностью комплекса висмутовых минералов является весьма широкая распространенность структур распада, имеющих определенный графический рисунок. Так, мальдонит либо полностью, либо с сохранением реликтов в центральных частях распадается на самородные висмут и золото с субграфическими структурами [3]. Аналогичные структуры возникают при распаде икунолита на висмутин и самородный висмут, золото-висмутового сульфида - на висмутин и самородное золото. Встречаются интересные структуры гипогенного разложения висмутовых минералов, представленные самородным висмутом и бисмутитом, золотом и бисмутитом, висмутом и пирротином. По данным микрозондового анализа, последнее биминеральное сочетание является, по-видимому, продуктом распада железовисмутового сульфида - $\text{Fe}_4\text{Bi}_2\text{S}_7$.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ РУД И ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Золотоносность руд месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом, определяется преимущественно тонкодисперсной примесью ранней генерации золота в арсенопирите и леллингите и

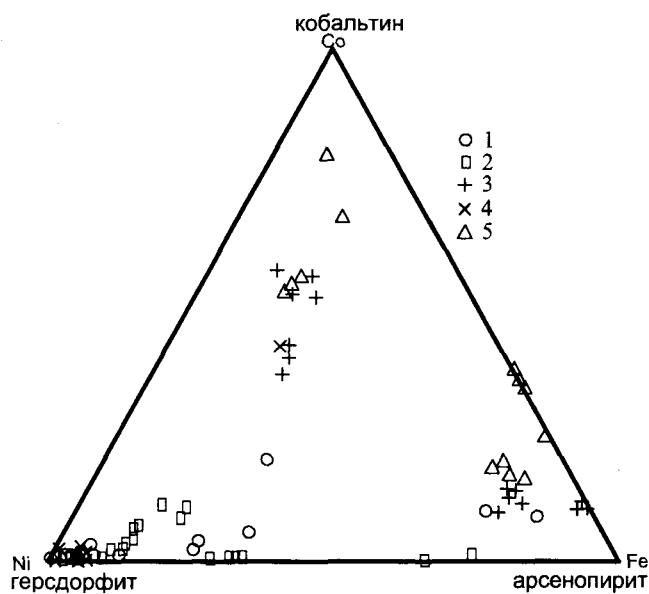


Рис. 3. Диаграмма составов минералов системы Ni-Co-As золото-редкометалльных месторождений Северо-Востока России. Месторождения: 1 - Неннели; 2 - Лево-Дыбинское; 3 - Эргелях; 4 - Курумское; 5 - Чистое и Ат-Юрях.

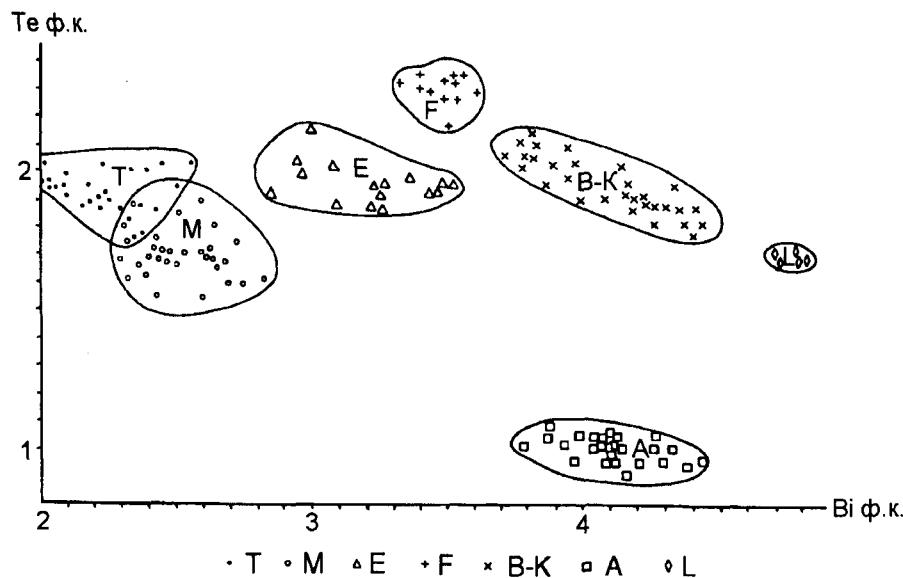


Рис. 4. Гомологические ряды сульфотеллуридов висмута: тетрадимита -(T), минерала M - (M), минерала E - (E), жозеита A - (A), жозеита B - (F, B-K, L) из золото-редкометалльных месторождений Северо-Востока России.

поздней мелкой и субмикроскопической генерацией - в ассоциации с комплексом висмутовых минералов. Содержание золота в арсенопирит-леллингитовых агрегатах или в монофракциях этих минералов колеблется в пределах 10-200 г/т, составляя в среднем в золото-скарновом типе - 15, золото-грейзеновом - 35, золото-редкометалльно-кварцевом жильном - 60 (г/т). Примесь субмикроскопического золота в висмутовых минералах не опускается ниже 100 г/т, достигая 2-3 кг/т и составляя в среднем около 300 г/т. Учитывая, что в тесной ассоциации с висмутовыми минералами отлагается и мелкое золото, роль ее в рудах имеет существенное значение. В месторождениях золото-скарнового и золото-грейзенового типов распределение золота в рудах относительно равномерное, без «ураганных» концентраций и составляет обычно 5-10 г/т. Запасы металла и контуры рудных тел здесь определяются распространенностю пирит-арсенопиритовой вкрапленности.

В золото-редкометалльно-кварцевых жильных месторождениях колебания в содержании золота весьма значительны, а распределение его носит бинансевый или локально-столбовой характер. Границы рудных столбов (обычно концентрационного типа) определяются распространенностю ассоциации висмутовых минералов; нередко они контролируются микротектоникой.

В целом все месторождения, генетически связанные с гранитоидами, по масштабу оруденения мелкие - с запасами 1-5 т, редко до 30-50 т золота при средних его содержаниях 7-10 г/т.

Содержание мелкого и субмикроскопического золота в рудах этих месторождений неодинаково. Доля субмикроскопического (< 0,1 мм) в золото-скарновом и золото-грейзеновом типах не опускает-

ся ниже 90%. В золото-редкометалльно-кварцевом жильном типе преобладает золото более крупной фракции (+0,1 мм), на долю которого приходится до 60%, в т.ч. фракция +0,25 составляет всего 10-15%. Именно за счет золота последней фракции и происходит формирование мелких россыпей (десятка кг - первые сотни кг). Месторождения двух первых генетических типов не образуют золотых россыпей.

Морфологически золото весьма разнообразно. В основном это золотины неправильного облика, среди которых преобладают интерстициальные (40%) и цементационные (20%) формы; на долю трещинных приходится около 10%. Доля золотин идиоморфного облика в общем объеме золота мелкого класса (+0,1 мм) составляет 25-30% и представлена в основном кристаллами золота со слаженными ребрами или их сростками. Максимальная доля ограненных форм сосредоточена в самом мелком классе (-0,07 мм). Изредка встречаются кристаллы золота веретенообразной и дендритовидной форм.

Состав золота весьма изменчив и по пробности охватывает интервал от 450 до 1000 единиц, основной примесью является серебро. Беспримесное золото находится обычно в субграфическом срастании с самородным висмутом, бисмутитом или с висмутином. Два последних минерала являются продуктами распада соответственно мальдонита и золото-висмутового сульфида состава - Au_4Bi_5S . На гистограмме пробности золота (рис. 5) вырисовываются три максимума - самый резкий с пробностью 880-900 ед., более слаженный - 820-840 ед. и неярко выраженный - 740-780 ед. Прослеживается тенденция снижения пробности к концу процесса кристаллизации золота. Например, на месторождении Чугулук - золотина размером в 1 мм характеризуется уменьшени-

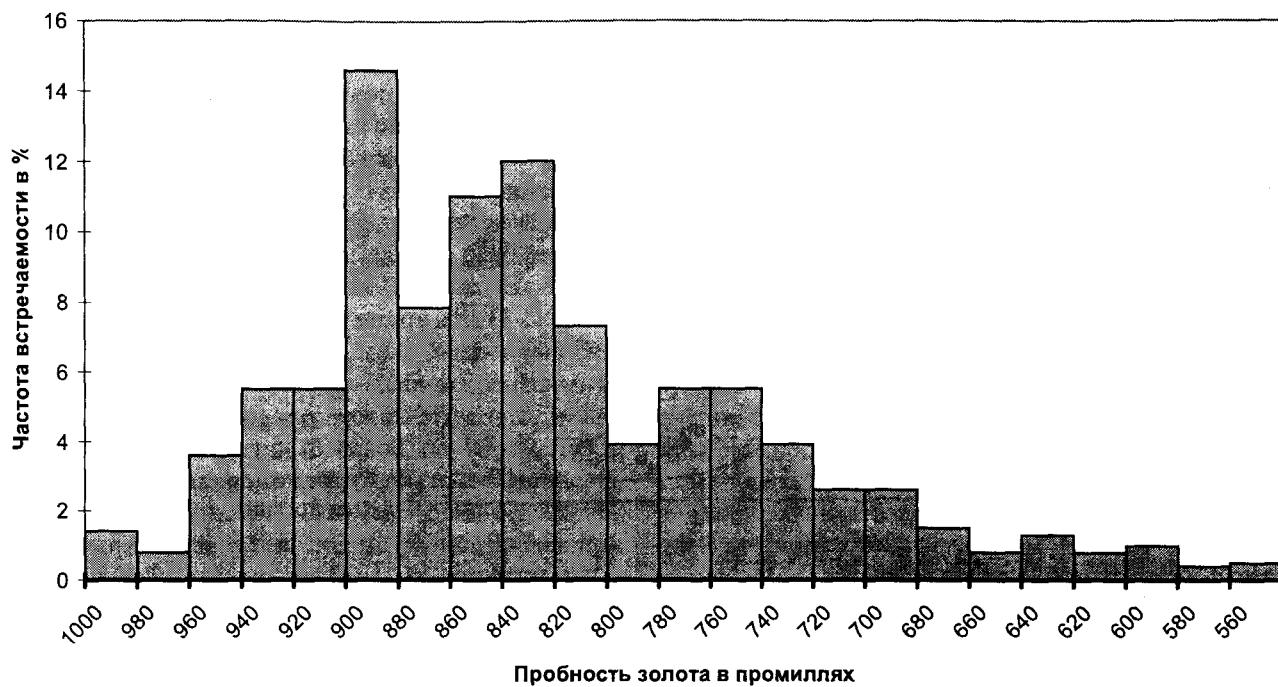


Рис. 5. Гистограммы пробности золота золото-редкометалльных месторождений одного из районов Северо-Востока России.

ем пробности от центра к краевой части с 812 до 636 ед. Пробность субмикроскопического золота в составе арсенопирит-леллингитового агрегата обычно не опускается ниже 800 ед. С увеличением глубины по наблюдениям в разноэродированных месторождениях пробность золота становится выше, а пределы ее колебаний меньше (100-200 единиц), что является, по всей видимости, отражением вертикальной зональности оруденения. При сходном наборе элементов-примесей в золоте любых месторождений, в золото-редкометалльных оно в 20-30 раз богаче висмутом (600 г/т) и в 1,5-2 раза беднее мышьяком (86 г/т) и свинцом (250 г/т).

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучены условия формирования наиболее распространенных в регионе генетических типов золото-редкометалльных месторождений - грейзеновых и жильных.

Режим формирования золото-грейзеновых и золото-редкометалльно-кварцевых жильных месторождений определялся различными методами термобарогеохимии [3, 9, 16]. Характерной особенностью жильного кварца большинства месторождений является присутствие в составе одного образца флюидных включений практически всех известных типов: газовых, газово-углекислотно-водных, газово-водно-солевых, существенно водных. Однако количественная роль того или иного типа включений отчет-

ливо зависит от характера минеральных ассоциаций, включающих кварц (или кальцит), а также генетического типа месторождений.

Кварц допродуктивных ассоциаций характеризуется наличием большого количества первичных идиоморфных газово-жидких включений размером в 5 - 15 мкм. Соотношение газовой и жидкой фаз в них колеблется от 1:4 до 4:1, температуры гомогенизации (Тгом.) равны 340-475°C при средних значениях около 400°C. Среди них отмечаются также существенно газовые включения с объемом газовой фазы до 80% (Порожистое), трехфазные с галитом (Лево-Дыбинское, Чепакинское) и многофазные (до пяти минералов) включения (Подгорное). Растворение кристаллов узников происходит при температурах 300-585°C, а полная гомогенизация - при 740-800°C, но нередко она не наступает вообще. В таких случаях во включениях газовая фаза исчезает задолго до точки гомогенизации включения, однако полного растворения минералов-узников не происходит. Не исключено, что это результат первоначального гетерогенного состояния пересыщенных солями растворов: минералы-узники были захвачены в полость включения в период кристаллизации минерала-хозяина.

В кварце продуктивных ассоциаций выделяются три группы включений: 1) двухфазовые газово-водные, реже трехфазовые газово-водные с кубиками галита, Тгом.=280-360°C; 2) трехфазовые газово-водные с жидкой углекислотой и двухфазовые угле-

кислотно-газовые, гомогенизирующиеся в интервале температур 180-300°C; 3) двухфазовые газово-водные без углекислоты Тгом.=120-180°C. Первая группа включений относится к первичным, характеризуется очень мелкими размерами и относительно равномерным распространением в массе кварца. На их долю приходится около 35% включений. Учитывая сокварцевый характер выделений арсенопирит-леллингитовых агрегатов и температурный интервал их вакуумной декрепитации, можно считать, что данная ассоциация формировалась при 360-280°C. Это косвенно подтверждается исследованиями [20] о кристаллизации высокомышьяковистого арсенопирита при $t > 300^{\circ}\text{C}$, а также сведениями о повышенном количестве натрия, изоморфно входящего в состав мусковита [10], который обычен для этой ассоциации. Основным типом включений в кварце являются первично-вторичные, синхронные отложению более поздней ассоциации висмутовых минералов и золота. Эти включения имеют на порядок большую размерность по сравнению с первичными, развиты повсеместно, образуя облачные скопления в осветленных участках кварца. Большинство таких включений гомогенизируются в узком интервале температур 220-300°C.

Поздние низкотемпературные включения имеют явно вторичную природу и приурочены к участкам трещиноватости в жильном кварце, характеризуя условия кристаллизации уже не кварца, а кальцита, обычно завершающего минералообразование на месторождениях.

Внутреннее давление в гидротермальных системах, вычисленное на основании криометрических данных по включениям в минералах, колеблется в пределах 500-2000 бар. Причем перепады давлений во включениях кварца одной ассоциации могут составлять от 800 до 1800 бар, как это установлено, например, для Лево-Дыбинского месторождения [16].

Концентрация растворов по данным криометрии, а также судя по наличию минералов-узников (галит, сильвин и пр.), достигала 30-35 моль. NaCl-экв.%, снижаясь к концу формирования продуктивных ассоциаций до 15 моль NaCl-экв.%. Анализы водных вытяжек свидетельствуют о натрово-хлоридном характере растворов в целом, с некоторыми вариациями по отдельным месторождениям (Cl - 62, HCO₃ - 32; SO₄ - 5; F-1; Na-63; K-17; Ca-14; Mg-6 экв.%). Водонасыщенность кварца - 0,12%, pH водных вытяжек в среднем составляет - 6,83, изменяясь от 7,24 до 4. В составе включений кварца Лево-Дыбинского месторождения определены концентрации сероводорода (0,0008 - 0,002 моль/кг H₂O), хлора (0,3 - 4,2 моль/кг H₂O), золота (1,5-27x10⁻⁶ моль/кг H₂O) и сурьмы (в среднем 3x10⁻⁴ моль/кг H₂O). Установлено возрастание концентрации углекислоты к концу

формирования продуктивных ассоциаций [16]. В составе газов во включениях O₂+N₂ (42%) преобладают над CO₂ (35%) и H₂O (22%), нередко отмечаются CO и CH₄ (до 10%).

Охарактеризованные параметры формирования золото-редкометалльного оруденения не противоречат экспериментальным данным по синтезу интерметаллидов золота и серебра [15], которые также свидетельствуют о температурном интервале формирования минеральных ассоциаций в 150-400°C из слабокислых или слабощелочных растворов при их восстановительном характере и низкой фугитивности кислорода - f_{O₂} = 10⁻¹⁰ Па.

Таким образом, термобарогеохимические данные показывают, что формирование месторождений происходило в широком интервале температур и давлений. Минералообразование начиналось, как правило, из высококонцентрированных гетерогенных флюидов (возможно, из водно-солевой рапы или даже растворов-расплавов) на фоне постепенного снижения температуры при заметных колебаниях давлений. Отложение основной массы золота происходило в интервале температур 300-220°C. Высокие концентрации углекислоты, образование существенно углекислых и водных включений в продуктивном кварце, присутствие разнонаполненных одновременно захваченных включений в кристаллах наряду с резкими перепадами давлений свидетельствуют о периодическом вскипании флюидных растворов в неравновесных условиях минералообразования. Все это нашло отражение в колебаниях состава рудных минералов, в проявлении сложных структур распада, в возникновении своеобразных срастаний висмутовых минералов и золота.

ГЕНЕЗИС ОРУДЕНЕНИЯ.

Генетическая связь золото-редкометалльных месторождений с гранитоидами не вызывает сомнения. При этом мы исходим из: 1) постоянной пространственной ассоциации золото-редкометалльного оруденения с интрузивами гранодиорит-гранитной ассоциации; 2) установленных непосредственных переходов жильных фаций гранитов в гидротермальные кварцевые жилы с продуктивной ассоциацией в пределах Чугулукского и Курумского месторождений [4]; 3) близкого возраста гранитоидов, руд и оклорудных метасоматитов [19]; 4) однотипности составов акцессорных и рудных арсенопиритов и леллингитов, обогащенных Co и Ni, а также другими рудными элементами (Ag, Sb, Pb, Bi, Au); 5) наличия среди акцессорных минералов в гранитах самородных золота и висмута, молибденита, галенита, стисита, теллуровисмутита, Pb-Sb-Bi-сульфосолей и других минералов, типичных для рудных тел; 6) особенностей состояния флюидных включений в рудах и

в гранитоидах гранодиорит-гранитной ассоциации, свидетельствующих о направленном развитии состава постмагматического флюида от высокотемпературной стекло- и кристалло-газовой фазы через рассолы-расплавы к слабоконцентрированным водным растворам [18, 19].

Все это однозначно свидетельствует о магматогенной природе золото-редкометалльных месторождений и позволяет принять в качестве модели их формирования известную конструкцию развития магматогенно-гидротермальных систем по схеме от «события к событию»: гранитоидный очаг - интрузивные тела, контактовый метасоматоз (скарны) - гидротермальное рудообразование, окорудный метасоматоз.

Рудоносные гранитоиды возникали на завершающих этапах коллизионных (или) субдукционных процессов (при формировании окраинно-континентальных магматических дуг) в раннемеловое и ранне-позднемеловое время [19]. На заключительных этапах становления интрузий возникали постмагматические флюидные (газо-паровые) системы, формирующие в приконтактовой зоне золотоносные скарны. На некотором удалении уже при участии гидротермальных растворов возникали грейзены, а непосредственно из гидротерм - кварцево-жильные тела. Развитие скарнового, грейзенового или кварцево-жильного типов оруденения определяется литологическими особенностями вмещающих пород (карбонатные толщи - скарновое оруденение, силикатные - грейзеновое и кварцево-жильное, но возможно и скарновое по силикатным породам). Этот же фактор определил и различия в уровне содержаний сульфидных ассоциаций в рудах (скарны по известнякам наиболее сульфиноносны). Важное значение имеет и структурный фактор, обуславливающий локализацию рудных тел всех типов золото-редкометалльных месторождений. Оба этих фактора, а также физико-химическая эволюция рудоносного флюида обуславливает зональное размещение рассмотренных типов золото-редкометалльного оруденения относительно материнского plutона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование золото-редкометалльных месторождений генетически связано с формированием позднеколлизионных и (или) субдукционных гранитоидов (гранодиорит-гранитная ассоциация) корового генезиса (ильменитовая серия). Выделенные типы золото-редкометалльного оруденения, связанного с гранитоидами, различаясь по структурно-морфологическим особенностям и геологической позиции, обладают общими минералово-геохимическими признаками. К их числу относятся: 1) однотипность минерального состава продуктивных ассоциаций при

вариациях количественных соотношений мышьяковых и теллуридных ассоциаций, 2) нестехиометричность состава многих рудных минералов; 3) присутствие метастабильных минералов и структур их распада; 4) широкие вариации изоморфизма как в ранних, так и в поздних минералах руд, приводящие к разнообразию составов минералов гомологических рядов; 5) наличие ориентированно-выдержаных структур распада минералов одного гомологического ряда в другом (жозеита А в жозеите В).

Эти минералогические признаки, наряду с термобарогеохимическими данными, свидетельствуют о градиентных физико-химических условиях минералообразования. С чем связаны масштабы рудоотложения, размерность и состав золота, характер сопутствующих минералов и многие другие признаки изученных месторождений.

Развитие скарнового, грейзенового или кварцево-жильного типов оруденения определяется литологическими особенностями вмещающих пород. С этим же фактором связаны различия в уровне содержаний сульфидных ассоциаций в рудах.

Наиболее удаленные от гранитоидных тел жильные руды характеризуются наибольшим разнообразием состава продуктивных ассоциаций, бонансевым распределением золота и его повышенной крупностью, что и определяет их заметную россыпебразующую способность.

ЛИТЕРАТУРА

- Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. и др. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-Восточная Якутия). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 199 с.
- Гамянин Г.Н. Типы золотого оруденения юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976. С. 94-122
- Гамянин Г.Н. Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области: Автограф. д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1991. 45 с.
- Гамянин Г.Н., Соловьев В.И. Золоторудная формация Восточной Якутии // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1969. С. 256-274
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золоторудно-магматические системы на Северо-Востоке СССР // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СОАН СССР, 1991. С. 37-43
- Гамянин Г.Н., Половинкин В.Л., Лескова Н.В. Самородные металлы и интерметаллиды гранитоидов рудных узлов Северо-Востока СССР // Самородное минералообразование в магматическом процессе: Тез. докл. Якутск: ЯФСОАН СССР, 1981. С. 167-172
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Аллатов В.А. и др. Басгунинский рудно-магматический узел // Рудно-магмати-

- ческие системы на Востоке СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 81-94
8. Годовиков А.А., Кочеткова К.В., Лаврентьев Ю.Г. О систематике сульфотеллуридов и теллуридов висмута // Записки ВМО, вып. 100, № 4, с. 417-428
 9. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М: Наука, 1983. 215 с.
 10. Горячев Н.А., Колесниченко П.П. Граниты и грейзены Мяkitского интрузива как пример локальной рудно-магматической системы // Рудно-магматические системы Северо-Востока СССР. Хабаровск: ХПИ, 1990. С. 41-53
 11. Горячев Н.А., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Золото // Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С.22-54
 12. Ивенсен Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М: Наука, 1975. С. 5-120
 13. Колесниченко П.П., Горячев Н.А. К геохимии малых интрузий Нижнеберележского поля // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 107-118
 14. Мозгова Н.Н. Проблемы номенклатуры сульфосолей с их нестехиометрией и гомологическими рядами // Записки ВМО. 1977. Вып. 106. № 2. С.201-214
 15. Некрасов И.Я. Экспериментальное изучение условий образования интерметаллидов серебра и золота // Минерал. журн. 1985. Т.7, N.2. С. 61-72
 16. Прокопьев В.Ю., Колпакова Н.Н., Елисеева Н.А. и др. Эволюция состава минералообразующих растворов золото-редкометалльного месторождения// Магматизм, флюиды и оруденение. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С.117-122.
 17. Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М: Наука, 1989. 249 с.
 18. Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В. и др. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М: Наука, 1988. 181 с.
 19. Goryachev N.A., Goncharov V.I. Late Mesozoic granitoid magmatism and related gold and tin mineralization of North-East Asia // Resource Geology Special Issue. Tokyo, 1995. № 18. PP. 111-122.
 20. Kretschmar Ulrich, Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canadian Mineralogist. 1976. V. 14, № 3. PP. 364-386
 21. Newberry R.J., McCoy D., Brew D.A. Plutonic-hosted gold ores in Alaska: igneous vs. metamorphic origins // Resource Geology Special Issue. Tokyo, 1995. №18. PP.61-109
 22. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoids in context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. V.199. PP. 319-342
 23. Parfenov L.M. Accretionary history of Northeast Asia // 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. Anchorage, Alaska. 1994 (OCS Study MMS 94-0040). PP.183-188.

Поступила в редакцию 4 марта 1997 г.

Рекомендовано к печати Бакулиным Ю.И.

G.N.Gamyanin, V.I.Goncharov, N.A.Goryachev

Gold and rare-metal deposits of Northeast Russia

A large group of gold-ore deposits genetically related to the Late Mesozoic granitoids is analyzed. Three genetic types of such deposits are distinguished: gold-skarn, gold-greisen, and gold and rare-metal-quartz lode. Ore bodies are represented by veins, stockworks, metasomatic impregnated and massive deposits of various form. Close association of early gold with sulphoarsenides and arsenides of iron, nickel and cobalt, and of late gold with the minerals of bismuth (native bismuth, bismuthine, ikunolite, tellurides and sulphotellurides) are observed in the composition of the ores.

Gold in the ores is small and submicroscopical, but in gold-skarn and gold-greisen deposits 90% of gold is less than 0.1 mm, in gold and rare-metal-quartz lode deposits - 60% of gold is less than 0.1 mm. The fineness of gold is noted within a wide ranges (400-950 promille). The distribution of gold in ores is irregular, often a bonanza one in the lode type. The resources of metal are small (1-30 t) with an average content of 7-15 g/t. Gold and rare-metal mineralization was formed at a temperature of 200-360°C and a pressure of 500-2000 bar in gradient conditions from the predominantly chloride and relatively concentrated solutions with a high potential of arsenic and in a recovering environment. Geological, mineralogical-geochemical, and thermobarogeochimical data show the genetic relation of gold and rare-metal mineralization with granitoids of I-type of the ilmenite and magnetite series that appeared in the environments of collisions and marginal-continental magmatic arcs.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРО-ВОСТОКА КИТАЯ

В.Г. Хомич*, А.С. Вах, И.И. Фатянов*, В.В. Иванов*, А.В. Зиньков**, Г.Р. Саядян*,
Г.Б. Молчанова*, Лю Ляндэн***, Лю Юнлян***, Ву Гоусу***, Чжу Юнчжен*****

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Дальневосточный Государственный технический университет, г. Владивосток

***Чанчуньский научно-технический университет, г. Чанчунь, КНР

Сравнительный анализ золотоносности сопредельных территорий Китая и российского Дальнего Востока показал потенциальную перспективность Западно-Приморской структурно-формационной зоны и Юго-Восточной части Буреинского массива на золото и другие благородные металлы. Высокая прогнозная оценка указанных территорий базируется на данных об эволюции их в сходной геотектонической обстановке, присутствии в геологических разрезах черносланцевых и карбонатных толщ, насыщенности магматическими эдуктами и наличии в сопредельных районах Китая крупных и средних месторождений золота, в том числе редких геолого-промышленных типов.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время Россия и Китай добывают сопоставимое количество золота, занимая в мировой "табели о рангах" (по результатам работ 1995 г.) соответственно шестое (порядка 125 т) и пятое (порядка 140 т) места после ЮАР, США, Австралии и Канады. При этом в Китае производство Au постоянно растет, а в России, начиная с 1989 г. - снижается. Как Россия, так и Китай должны быть заинтересованы в росте добычи благородных металлов. Один из возможных путей такого роста - вовлечение в число производителей Au, Ag, Pt таких регионов, где есть значительные перспективы быстрой окупаемости инвестиций, вкладывающихся в создание и развитие горнодобывающих и перерабатывающих предприятий.

Авторам представляется, что такими регионами являются провинции Цзилинь и Хэйлунцзян в КНР, Приморье, Приамурье и Забайкалье в РФ. Названные регионы находятся в приблизительно сопоставимых экономико-географических условиях и располагают значительными потенциальными возможностями в производстве благородных металлов, которые однако недостаточно реализуются вследствие ограниченности подготовленной к освоению минерально-сырьевой базы. В то же время существующие проблемы имеют, по нашему мнению, в своей основе не объективные, а субъективные причины. Потенциальные резервы увеличения запасов благородных металлов в обеих странах, особенно в

РФ, велики, но остаются не раскрытыми из-за недоработанности перспективных площадей.

Сопредельные территории юго-западного Приморья, Среднего и Верхнего Приамурья России и провинций Цзилинь и Хэйлунцзян КНР заслуживают самого пристального внимания с точки зрения проверки возможности и отработки путей реализации проектов международного сотрудничества в области геологии и природопользования. Свою убежденность в перспективности названных территорий в отношении благородных металлов и плодотворности международной кооперации по изучению их потенциальных ресурсов мы готовы подкрепить анализом соответствующей рудоносности приграничных территорий.

ЗАПАДНО-ПРИМОРСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Западно-Приморской структурно-формационной зоной (СФЗ) мы называем ту часть Южного Приморья, которая расположена южнее оз. Ханка. К ней нами отнесены ранее выделявшиеся [8] Гродековская, Вознесенская, Синегорско-Черниговская СФЗ Ханкайского срединного массива, а также обрамляющие его фрагменты Ласелин-Гродековской и Сихотэ-Алинской (Муравьевско-Дунайской СФЗ) складчато-надвиговых систем. По данным других исследователей [10], перечисленные СФЗ и их фрагменты принадлежат двум террейнам: Вознесенскому (входящему в Ханкайскую аккреционную систему) и Ласелинскому.

оелин-Гродековскому. Они выделяют на обозначенной площади несколько разновозрастных металлогенических зон: Вознесенскую и Ласелин-Гродековскую (доаккреционные), Ярославскую и Пограничную (синаккреционные) и Сергеевскую (постаккреционную).

Для большинства СФЗ свойственна благороднометалльная специализация. Она выражается в наличии коренных проявлений, россыпей и шлихогеохимических ореолов золота, серебра, иногда платины и сопутствующих элементов. Исключение, казалось бы, составляют Вознесенская и Ярославская зоны, для которых характерны, соответственно, полиметаллическая (существенно цинковая) стратиформная минерализация и грейзеновые месторождения фтора, ниобия, тантала и олова. Но и в этих зонах, геохимическими исследованиями, проводившимися под руководством А.И.Бураго, выявлены повышенные содержания золота в кембрийских терригенно-карбонатных толщах. По данным Ф.Я. Корытова, во флюорите Вознесенского месторождения содержится до 50 г/т серебра и до 2 г/т золота [7]. Поэтому мы считаем, что всей Западно-Приморской СФЗ присуща благороднометалльная специализация. Поскольку наиболее перспективные ее площади примыкают к государственной границе РФ с КНР и КНДР, именно они заслуживают более детального рассмотрения.

Западная часть Западно-Приморской СФЗ одни исследователями рассматривается как геосинклинально-складчатая, другими - как новообразованная структура рифтогенного типа, третьими - как составной террейн, возникший в результате сложных процессов коллизии и акреции, в пределах которого сформировались и постаккреционные вулкано-плутонические комплексы. Заметим, что при структурной типизации зоны следует обратить внимание на ее сопряженность с северо-восточной краевой частью Сино-Корейской (Северо-Китайской) платформы, а также специфику металлогенеза с полихронной скарновой, гидротермальной, метаморфогенной разнometалльной минерализацией. Доказательства длительности развития и многоактности тектоно-магматических и рудообразующих процессов на сопредельных с СФЗ территориях мы находим в публикациях китайских специалистов, которые установили, что в северной краевой части Северо-Китайской платформы месторождения золота формировались в возрастном диапазоне $75.2 \pm 3.2 + 2222.1 \pm 19.6$ млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод). При этом главные эпохи рудообразования соотносятся со средне- и раннеяньшаньскими (K-I) дистрофизмами, поздними стадиями цзисянских (Pt_1), средними и поздними стадиями цзининских (Pt_2), поздними стадиями фупинских (Pt_1) движений [17].

На площади Западно-Приморской СФЗ распространены преимущественно палеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные, карбонатно-терригенные и эфузивно-пирокластические толщи (т.н. кордонкинская - S, казачкинская, решетниковская, владивостокская, барабашская - P₁₋₂ свиты) и близкие им по возрасту субвулканические и плутонические образования известково-щелочного состава (седанкинский гранофировый, гродековский тоналит-гранитный и другие комплексы). К палеозойским породам приурочена разнometалльная минерализация. Рудоносные (Fe, W, Pb-Zn) скарны обнаружены в карбонатных породах вблизи гранитоидных тел. Грейзено-кварцевое оловянное, молибденовое, вольфрамовое и золото-кварцевое жильно- прожилковое оруденение, также встречающееся в экзоконтактовых зонах интрузий, размещено среди терригенных и вулканогенных пород.

Большинство рудопроявлений Западно-Приморской СФЗ изучено слабо, поскольку считалось, что позднепалеозойские рудообразующие процессы были мало интенсивными. Вместе с тем, здесь относительно широко распространены шлиховые ореолы и небольшие россыпи шеелита, кассiterита, вольфрамита, золота (иногда с платиной). В контурах таких ореолов выявлены коренные выходы первичных руд олова (преимущественно кассiterит-кварцевой формации), молибдена и вольфрама, мышьяка, свинца и цинка (кварцевая, скарновая формации), а также золотоносная молибден-меднопорфировая и золото-редкометалльная (золото-висмутин-шеелитовая) минерализация (рис.1). Важно отметить, что аналогичные типы проявлений (за некоторым исключением) и шлиховые ореолы магнетита, шеелита, вольфрамита являются характерными элементами металлогенеза золотоносных площадей, приуроченных к гранит-зеленокаменным поясам Северо-Китайской платформы [15].

Коренными источниками золотых россыпей традиционно считаются кварцевые жильно-прожилковые зоны, нередко с редкометалльной минерализацией, и сульфидизированные черносланцевые толщи. Однако широкомасштабных работ по выявлению и оценке коренных проявлений руд в Юго-Западном Приморье не проводилось. Но даже локальные поисково-оценочные работы, осуществлявшиеся здесь в прошлом десятилетии под руководством А.Л. Зенина, А.Н.Родионова и др., позволили выявить несколько интересных проявлений разнотипного оруденения и наметить контуры потенциальных рудных полей.

На сравнительно опиcованной Комиссаровской площади (см. рис. 1) разнотипная золотая минерализация сопряжена с полями эпигенетических изменений вулканических и осадочных пород [12]. Прожилково-жильная убогосульфидная золото-

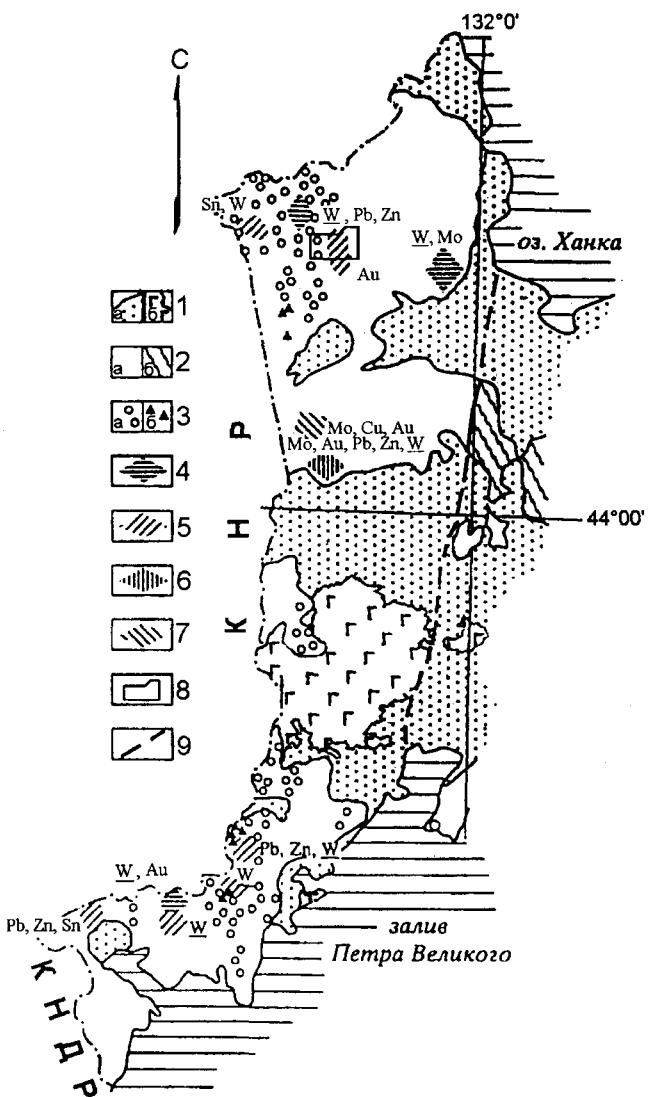


Рис.1. Схема размещения проявлений эндогенной минерализации в пределах Западно-Приморской СФЗ

1 - субплатформенные отложения чехла: а - терригенные (T-Q); б - платобазальты (N_2); 2 - палеозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования: а - силура-карбона и перми, б - кембрия-ордовика; 3 - площади распространения признаков минерализации: а - шлиховые ореолы золота, платины, шеелита, касситерита, иногда вольфрамита, б - отдельные точки разнотипной рудной минерализации; 4-7 - площади распространения эндогенного оруденения: 4 - скарнового, 5 - жильно-прожилкового кварцевого, 6 - прожилково-вкрапленного кварц-сульфидного (стратиформного), 7 - прожилково-вкрапленного и жильно-прожилкового (порфирового), 8 - Комиссаровская площадь распространения золотого и золотосеребряного оруденения; 9 - восточная граница Западно-Приморской СФЗ, соответствующая полосе инверсионного соотношения плотности "гранитного" и "базальтового" геофизических слоев, по А.М.Петрищевскому [9]. Минерализация проявлений W - шеелитовая, Sn - касситеритовая, W - вольфрамитовая, Pb-Zn - полиметаллическая, Mo-Cu -мolibден-медная, Au - золотая и золотосеребряная.

кварцевая минерализация тяготеет к экструзивным телам риолитов и риодацитов владивостокской толщи. Сульфидно-кварцевые прожилки в сочетании с потенциально золотоносной сульфидной прожилково-вкрапленной минерализацией распространены среди углеродистых седиментолитов решетниковой толщи.

В последние годы на этой площади при специализированных работах (А.Л.Зенин и др.) среди первых вулканогенных и осадочных пород, относимых к казачкинской толще, выявлено новое для региона предположительно позднепалеозойское золотосеребряное оруденение. Оно сопровождается геохимическими ореолами золота, поперечник которых достигает 500 м. Ореолы имеют лентовидно-полосовое строение. В их контурах ширина линейных аномалий составляет 5-80 м. На долю последних приходится около 10-20% площади надфоновых концентраций золота.

Рудовмещающие метасоматиты представлены слюдисто-кварцевыми и слюдисто-андалузит-кварцевыми образованиями, развитыми в периферической части экзоконтактового ореола позднепермских гранитоидов. Кроме новообразованных биотита, мусковита, андалузита и кварца в метасоматитах встречаются альмандин, актинолит, хлорит, гидробиотит, иногда флюорит, апатит и др. В ареале эпигенетических преобразований намечается скрытая зональность. Она выражается в смене контакто-метаморфизованных пород (эпидот-биотит-кварц-кордиерит-калишпатовая, андалузит-мусковит-биотит-кордиеритовая, биотит-эпидотовая, амфиболовая, мусковитовая фации роговиков) гидротермально-метасоматическими (мусковит-кварцевые грейзены, биотит-мусковит-андалузит-кварцевые и мусковит-андалузит-кварцевые, биотит-серицит-кварцевые и пирит-серицит-кварцевые метасоматиты).

Оруденение – минерализованные залежи метасоматитов с весьма неравномерным распределением Au и Ag - оконтуривается только по результатам опробования. По ряду признаков его можно отнести к порфировому типу. Характерной чертой оруденелых метасоматитов является развитие в них золотоносных прожилков (0,5-1,5 см) шестовато-зернистого кварца, а также тонкой вкрапленной и микропрояжилково-вкрапленной халькогенидной минерализации. По соподчиненности золота и серебра оруденение имеет серебряную специализацию. При этом Au относительно устойчиво ассоциирует с Ag, Cu, Pb, и, отчасти, Sn, Sb и As.

Особенностью халькогенидной минерализации метасоматитов является изменчивость соотношений арсенопирита и леллингита, с одной стороны, пирита, марказита и пирротина, с другой: в слюдисто-кварцевых гидротермалитах доминирует пирит с

марказитом, пирротином и арсенопиритом, а для слюдисто-андалузит-кварцевых пород типичен мышьяковый профиль сульфидизации.

Основными продуктивными минералами являются самородные золото (пробность 435-795) и серебро, а также халькогениды серебра. Среди золота преобладает электрум. Субмикроскопическая его вкрапленность наблюдается в тонких кварцевых прожилках и силикатно-кварцевых просечках. Самородное серебро имеет, как правило, вторичную природу. Оно установлено в виде тонкодисперсных единичных включений или их своеобразной «сыпи» в гипергенном аргентите. Последний является одним из основных минералов серебра приповерхностных уровней оруденения, где неравномерно развивается по трещинкам в виде колломорфно-полосчатых, ажурно-микроагрегативных и реже массивных ксеноморфных выделений с примесью гидроокислов железа. В новообразованиях аргентита сохранились реликты гипогенных серебро-сульфоантимонитовых фаз. В рыхлых отложениях наряду с самородным золотом обнаруживаются шеелит, кассiterит, киноварь.

Южнее охарактеризованного и иных проявлений благородных металлов, на другой - Фадеевской - площади давно известны и неоднократно отрабатывались россыпи золота, расположенные среди палеозойских черносланцевых толщ, прорванных интрузиями позднепермских гранитоидов. Для них характерно присутствие минералов платиновой группы (МПГ). Обычно это изоферроплатина и широкий спектр осмиридов. Реже встречаются лаурит и сперрилит [13]. В сростках с МПГ наблюдается золото, содержащее иногда до 2 % платины. Некоторые зерна первичных платиноидов окружены многократно чередующимися каемками вторичных МПГ, которые обогащены As, S, Bi, Sb, Sn, Te, Au.

Поскольку с МПГ в россыпях ассоциируют ильменит и хромит (хотя преобладающим является ильменит при отсутствии магнетита), а также кассiterит, арсенопирит, висмутин, антимонит, киноварь, галенит, молибденит, С.А.Щека с соавторами полагают, что источником платиноидов были мелкие дунит-клинопироксенитовые тела уральского типа, полностью переработанные крупными молодыми гранитоидными интрузиями [13].

Еще южнее россыпные и коренные проявления золота, вольфрама и полиметаллов остаются слабо изученными.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БУРЕИНСКОГО МАССИВА

Геологические исследования золотоносности в юго-восточной части Буреинского массива в разные годы проводились Э.Э.Анертом, З.А.Абдуллаевым, Б.В.Витгейтом, Г.П.Воларовичем, С.В.Денисовым,

В.И.Казанским, А.П.Кисцом, П.Н.Кошманом, Г.Д.Малых, Л.О.Сахьяновым, Л.В.Эйришем и др., однако масштабы исследований были весьма ограниченными. При геологических и разведочных работах на разные виды полезных ископаемых осуществлено тектоническое районирование зоны с выделением блоков с разными типами земной коры, локальных геофизических аномалий, выполнено ее металлогеническое районирование с выделением перспективных площадей, установлены вероятные факторы контроля оруденения (литолого-стратиграфические, тектоно-магматические, геоморфологические), выявлены геохимические ареалы повышенной золотоносности с зонами прожилкового окварцевания (проявления Лысогорское, Хохловское и др.), телами метасоматических кварцитов с вкрапленностью киновари (Башуровское).

Вместе с тем, россыпная золотоносность здесь известна еще с середины прошлого века. В отдельные периоды конца XIX века, когда отработкой россыпей занимали около 30 приисков, Малохинганский район входил в число главных производителей благородных металлов на всем Дальнем Востоке. Однако низкая обеспеченность запасами, сложный характер распределения многолетнемерзлых пород в россыпях, значительная мощность (5 - 40 м) рыхлых отложений, привели к тому, что добыча золота в первой четверти XX века сократилась здесь до минимума. Столь же низкой, на уровне 100 - 140 кг в год, она остается и в настоящее время. Считается, что основной причиной этого является истощение россыпей за более чем столетний период их эксплуатации.

Главные перспективы россыпной золотоносности Южно-Буреинской металлогенической зоны связываются с новыми для региона типами россыпей: аллювиальными долинными (дальнего сноса), палеозер, кор выветривания [6]. Их прогнозные ресурсы оцениваются на порядок выше тех, что рассчитаны для традиционных объектов золотодобычи.

Основные россыпные узлы ЮБМЗ группируются на левобережье Амура в прерывистую полосу субмеридионального простирания (рис.2), совпадающую с зоной Хингано-Баджальского (Ургальского по ГСЗ) глубинного разлома (I ранга, по Б.Ф.Шевченко). Упомянутый разлом разделяет Туранский и Мало-Хинганский блоки Буреинского срединного массива [9]. В первом из названных блоков мощность земной коры составляет, по оценкам геофизиков, 31 - 33 км (при мощности "базальтового" слоя 10,5 - 12,5 км), а во втором - 28 - 30 км (11 - 13 км). Примечательно, что другой глубинный разлом, ограничивающий Туранский блок с запада, также контролирует размещение золотоносных площадей в пределах одноименной (с блоком) золотоносной зоны.

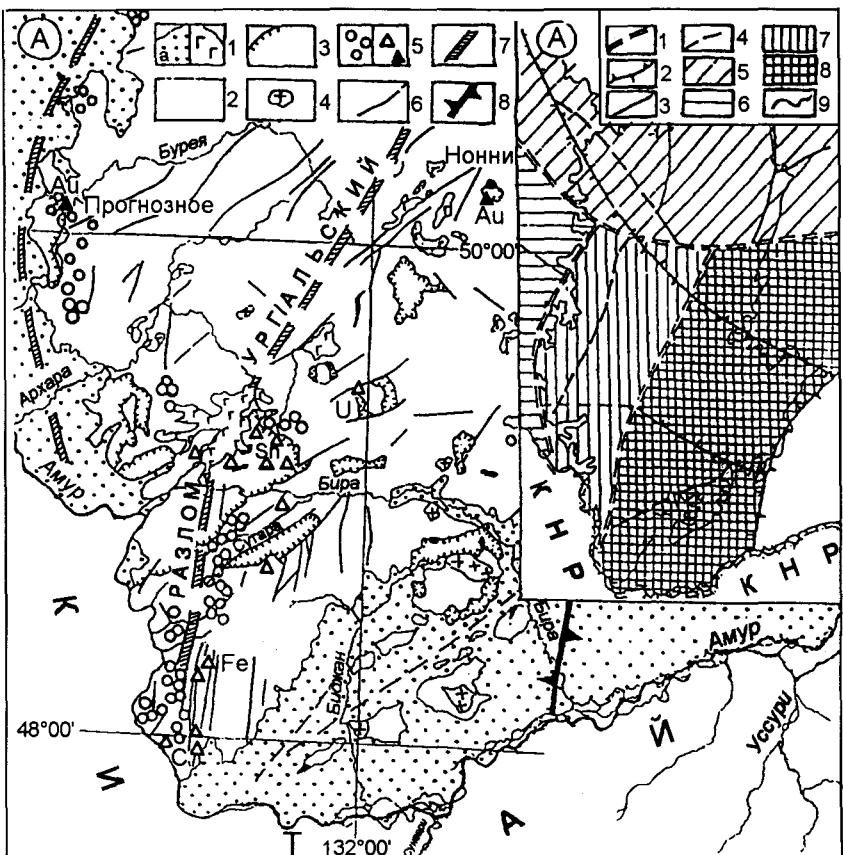


Рис.2. А – схема размещения проявлений эндогенной минерализации на юго-востоке Буреинского массива по [3, 6, 9] с упрощениями.

1 - субплатформенные отложения чехла; а - терригенные ($Mz - Kz$), б - платобазальты ($N_2 - Q_1$); 2 - архейские, протерозойские и палеозойские метаморфические и интрузивные образования, нерасчлененные; 3 - современные границы позднемезозойских вулкано-тектонических впадин; 4 - меловые гранитоидные массивы (гипабиссальные и субвулканические); 5 - площади распространения признаков эндогенного оруденения: а - россыпи и шлиховые ореолы золота и сопутствующих минералов, б - отдельные проявления разнотипной минерализации; 6 - некоторые крупные разломы, выявленные геологическими методами; 7 - 8 - основные зоны глубинных разломов с глубинами заложения более 20 км первого (7) и второго (8) рангов, по Б.Ф.Шевченко. Химическими индексами обозначена "специализация" проявлений минерализации на Fe - железо, Mn - марганец, С - графит, Mg - магнезиальное сырье (брусит); U - уран, Sn - олово, Au - золото;

Б – схема районирования южной части Буреинского массива по геофизическим данным.

1-4 – зоны разломов и отдельные разломы по геофизическим данным [8]: 1-2 - с глубинами заложения более 20 км первого (1) и второго (2) рангов; 3 - блокоограничивающие разломы третьего ранга; 4 - прочие разломы; 5-8 - блоки первого ранга, обладающие различными типами разрезов земной коры: 5 - Северо-Буреинский, 6 - Октябрьский, 7 - Туранский, 8 - Мало-Хинганский; 9 - видимые геологические границы Буреинского массива.

Как и в юго-западном Приморье, россыпи золота и его шлиховые ореолы на юго-востоке Буреинского массива расположены среди пород различного состава и возраста, в том числе среди метаморфических образований докембрия, палеозойских гранитоидов, вблизи позднемезозойских субвулканических интрузий, в полях развития даек и меловых эфузивов (см.рис. 2). В шлихах золото образует ассоциации с магнетитом, ильменитом, цирконом, шеелитом, кассiterитом, иногда с минералами, принадлежащими ураново-редкоземельной минерализации (монацит, настуртан и др.), изредка с киноварью [5]. Сравнение шлихо-минеральных ассоциаций с теми, что выявлены на юго-западе Приморья показывает высокую степень их сходства.

Еще Э.Э. Анерт [1] отмечал, что кластическое золото в непереотложенных россыпях Малого Хингана характеризуется слабой окатанностью ("малой истертостью") при широком диапазоне изменения пробности (682 - 891 единиц). Вариативность этого показателя косвенно свидетельствует о существовании разных источников его поступления в элювий, делювий, пролювий и аллювий.

Принципиальное значение в локализации эндогенного оруденения (и золотого, в частности) на юго-востоке Буреинского массива многими специа-

листами придается развитию долгоживущих (архей-фанерозой) структур: купольно-кольцевых, блоковых, дизъюнктивных, пликативных. При этом отмечается приуроченность золоторудных проявлений к градиентным участкам геофизических аномалий и их ассоциация с сериями сближенных даек, штоками и малыми интрузиями.

Геологические, геофизические и ревизионно-поисковые работы последнего десятилетия, даже проводившиеся в ограниченном объеме, позволили не только обозначить до 30 потенциально золотоносных площадей, но и оценить отдельные месторождения золота. Например, Ноннинское, руды которого причисляются к новому для Дальнего Востока - золото-колчеданному типу [2].

В дополнение к известным (золото-кварцевому, золото-сульфидному, золото-колчеданному) в пределах зоны прогнозируются иные типы оруденения [6, 14]: золото-железисто-кварцитовый, золото-серебро-уран-молибден-ртуть-ванадиевый (в углисто-глинистых и фосфоритоносных сланцах докембрия), золото-висмутовый, и др. Учитывая наличие широкой гаммы серебро-висмутовых минералов в рудах Хинганского и Верхнего месторождений [4], а также значимые содержания золота в штуфных пробах многих проявлений Хингано-Олонойского райо-

на (устное сообщение П.Г. Коростелева), есть веские основания предполагать, что на юго-востоке Буреинского массива действительно могут быть выявлены разнотипные месторождения золота и серебра, в том числе и тонкодисперсного золота в карбонатных толщах (невадийского типа).

О вероятности обнаружения новых проявлений благородных металлов в зоне свидетельствуют и материалы по золотоносности Северо-Восточного Китая.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

По сравнению с рассмотренными выше российскими примерами на сопредельных с Приморьем и Приамурьем территориях провинций Хэйлунцзян и Цзилинь (КНР) известно значительно большее количество крупных и средних месторождений золота, много значительных по своим масштабам россыпей, которые с успехом отрабатывались в прошлом, а некоторые продолжают эксплуатироваться и в настоящее время. Провинции занимают видное место в КНР по добыче золота. Известен период, когда провинция Цзилинь была республиканским лидером в производстве Au. Основная часть месторождений сосредоточена в Янбянском автономном районе, непосредственно примыкающем к государственной границе КНР, КНДР и РФ (рис. 3). Этот район северо-восточного Китая обладает большими перспективами в отношении расширения ресурсов золота [18, 22]. Здесь уже известны проявления скарнового, порфирового типов, тонкодисперсного Au в карбонатных толщах (карлинского типа), вулканогенные и субвулканические гидротермальные (эпимермальные близповерхностные и среднеглубинные) месторождения, россыпи золота. Преобладают близповерхностные эпимермальные месторождения и проявления жильного типа. На площаи района (ограниченной в пространстве линиями, соединяющими города Янчжи, Хунчунь и государственными границами) выделяются два широтных золотоносных пояса. Южный пояс приурочен к северному краю Северо-Китайской платформы. В его пределах известны такие месторождения как Хайгоу, Ванбао, Чансин, Хаудидон и др. Северный пояс размещен среди герцинид северного обрамления платформы. Он объединяет месторождения Вуксин-Вуфен, Наочжигуо, Сивейгоу, Духуанлин, Сиаосинанча, Нонпин, Янчжингуо и др. Перечисленные месторождения контролируются глубинными разломами: Чжян-Лянчжианским, Лонгчжин-Туменбайским, Хучунь-Чунхуа и другими, а также тектоно-вулканическими сооружениями, субвулканическими телами и дайками. Считается, что основная часть месторождений золота Янбянского района ассоциирует с мезо-

зойскими вулканическими и субвулканическими образованиями.

Наиболее известные геолого-промышленные типы благороднометалльного оруденения в восточной части провинции Цзилинь представлены комп-

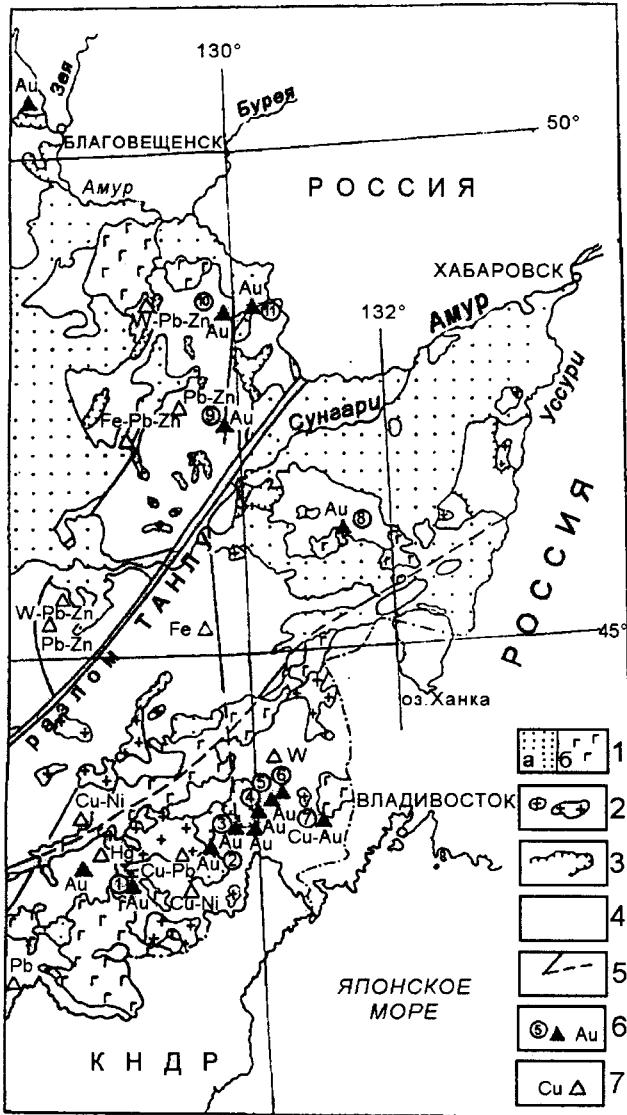


Рис. 3. Схема размещения проявлений эндогенной минерализации на площаи металлогенических зон Северо-Восточного Китая, по [20, 23] с изменениями и дополнениями

1 - субплатформенные отложения чехла: а - терригенные (Mz - Kz), б - платобазальты ($N_2 - Q$); 2 - мезозойские гранитоидные массивы (гипаисальные и субвулканические); 3 - современные границы позднемезозойских вулкано-тектонических впадин; 4 - архейские, протерозойские и палеозойские метаморфические и интрузивные образования, нерасчлененные; 5 - некоторые крупные разломы (в т.ч. перекрытые); 6 - отдельные проявления и месторождения золота; 7 - прочие месторождения. Химическими индексами обозначена специализация месторождений на: Cu - медь, Ni - никель, Hg - ртуть, W - вольфрам, Pb - свинец, Zn - цинк, Fe - железо, Au - золото. Цифрами в кружках обозначены месторождения рассматриваемые в статье: 1 - Хайгоу, 2 - Вуксин, 3 - Наочжигуо, 4 - Сивейгоу, 5 - Цзиусангоу, 6 - Духуанлин, 7 - Сиаосинанча, 8 - Лаоцзашань, 9 - Дунфэншань, 10 - Циндиншань, 11 - Туанцигуо.

лексными большеобъемными Cu-Au месторождениями порфирового типа (Сиаосинанча), жильными золото-урановыми (Хайгоу) и золоторудными месторождениями, ассоциирующими с субвуликаническими телами, дайками (Вуфен-Вуксин, Сивейгоу, Наочжигоу и др.) и, наконец, телами криптоэксплозивных брекчий (Духуанлин, Цзиусангоу и др.).

Уникальное медно-золотое месторождение Сиаосинанча является примером совмещения вкрапленных тонкорассеянных руд с рудами жильных тел. В них, кроме минералов Cu, присутствуют самородное золото, электрум, теллуриды, а также шеелит, арсенопирит, стибнит и др.

На золото-урановом месторождении Хайгоу (также в определенном смысле уникальном) урановые минералы в кальцитсодержащих жилах представлены уранинитом и урановой смолкой, а благородные элементы - самородными выделениями, электрумом или входят в состав калаверита, аргентита и др.

Близповерхностные эптермальные месторождения представлены разными минералого-геохимическими типами с весьма широким спектром выявленных минералов (жильных и рудных). Для проявлений Вуфен-Вуксин, Сивейгоу характерны теллуриды золота (калаверит, сильванит, петцит), серебра (гессит) и такие жильные минералы, как халцедоновидный кварц, кальцит и адуляр, а также флюорит. Для других проявлений (Духуанлин, Цзиусангоу и др.) эти минералы не свойственны. В гипс-кальцит-кварцевых жилах этих проявлений главными носителями благородных металлов являются аргентит и акантит. Иногда на месторождениях золота и серебра встречаются и такие минералы, как магнетит, бисмутит и киноварь (Наочжигоу).

Интересно, что в провинции Хэйлунцзян, в северной части массива Цзямысы (являющегося частью Буреинского составного террейна), почти на берегу Амура выявлены два месторождения золота: Чиндиншань и Туанцигоу. Месторождение Туанцигоу считается крупным. Китайские геологи рассматривают его в качестве проявления порфирового оруденения и относят к адуляр-серицитовому минеральному типу. Здесь в пределах гипабисального интрузивного массива Ю'эрья золотое кварц-сульфидное оруденение фиксируется в телах двух морфологических типов. Золотоносные кварц-сульфидные жильные тела выявлены вблизи современной поверхности. С глубиной они сменяются штокверковой прожилково-вкрапленной минерализацией [19]. Поскольку это месторождение расположено вблизи российской территории, потенциальные возможности которой остаются полностью не раскрытыми [6], имеет смысл более подробно остановиться на его характеристике.

Породы, вмещающие рудоносное тело гранодиорит- и плагиогранит-порфиров, представлены кристаллическими сланцами среднего протерозоя

(группа Хэйлунцзян) и мезозойскими умеренно-кислыми эфузивно-пиросланческими образованиями. Интрузивный массив (гранодиорит- и плагиогранит-порфиров) образует с мезозойскими эфузивно-пиросланческими образованиями единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Возраст оруденения - раннемеловой.

На месторождении разведывалось 76 рудных тел, в том числе: 64 - среди плагиогранит-порфиров, 4 - на контакте массива с вмещающими породами, 12 - среди метаморфических образований. Таким образом, более чем 90 % рудных тел месторождения размещено среди брекчированных плагиогранит-порфиров. Главное рудное тело имеет протяженность порядка 900 м. В интервале 300 м его средняя мощность равна 17,5 м, а содержание золота изменяется в диапазоне 2 - 10 г/т [22]. Оно содержит до 96,7 % общих запасов золота месторождения.

Гидротермальные изменения проявлены преимущественно среди вулкано-плутонических образований и характеризуются отчетливо зональным распределением. Выделяются внешняя и внутренняя зоны изменений. Внешняя состоит из трех подзон: пропилитовой (эпидот, хлорит, кальцит и редкая вкрапленность тонкозернистого пирита), промежуточной аргиллизитовой (калишпат, монтмориллонит, гидромусковит и пирофиллит, развивающиеся по плагиоклазу, а также хлорит, замещающий фенокристы биотита) с рассеянной вкрапленностью и прожилками пирита и марказита и, наконец, серицитовой (сериицит, кварц, иногда хлорит) с пиритом, марказитом, антимонитом и самородным золотом. Внутренняя зона гидротермальных изменений в виде окварцевания развита среди тел рудоносных брекчий порфиров. Жильные минералы, участвующие в строении зоны, представлены преимущественно халцедоновидным кварцем и опалом, а также калишпатом, адуляром, серицитом и карбонатами (анкеритом и др.). Среди рудных минералов преобладает марказит. Другие минералы представлены самородным золотом, пиритом, галенитом, халькопиритом, стибнитом, реальгаром, аурипигментом и циннабаритом (киноварь). Характерно присутствие в рудах ртутного золота (содержание Hg - 15,50 - 18,83 %, Au - 77,38 - 79,42 %, по Хэ Гаоюаню, 1992 г.).

Руды подразделяются на несколько минеральных типов: пирит-кварцевый, пирит-карбонатный, стибнитовый и лимонитовый. Более чем 47 % самородного золота месторождения сосредоточено в телах брекчий в халцедоновидном кварце и пирите. Пробность Au превышает 900 единиц.

По ряду признаков (ассоциации с субвуликаническими телами гранодиорит-порфиров, контролирующих размещение оруденения, типу метасоматических преобразований пород, вещественному составу руд) месторождение Туанцигоу имеет много об-

ших черт с Покровским месторождением в Приамурье [11], расположенным в борту Тыгда-Улунгинской вулкано-тектонической депрессии, недалеко от Гонжинского выступа (северо-западная часть Буреинского массива).

Необходимо также подчеркнуть, что на северном продолжении разлома, контролирующего положение месторождений Циндиншань и Туанцигоу, находится Прогнозное месторождение золота и серебра, тяготеющее к границе раздела Октябрьского и Турецкого блоков Буреинского массива, т.е. в пределах Турецкой золотоносной полосы.

Некоторые китайские геологи считают, что на территории провинции Хэйлунцзян в контурах Цзямысы-Муданцзянского золотоносного пояса ряд месторождений благородных металлов ассоциирует с производными процессов метаморфизма и мигматизации, активно проявившимися в архейско-протерозойских образованиях группы Машань [16, 21]. По их представлениям архей-протерозойская стадия первичного накопления золота сменилась протерозойско-палеозойской стадией регионального метаморфизма и мигматизации, за которой последовало проявление магматической деятельности, что в итоге и привело к локальному концентрированию золота. Золотоконцентрирующим считается яньшаньский магматизм стадии дива (тектономагматической активизации).

Очевидно, с яньшаньским магматизмом связано формирование золоторудного месторождения ЛАОЦЗОШАНЬ размещеннное в провинции Хэйлунцзян. По предварительным данным это месторождение приурочено к зоне влияния протяженного глубинного разлома, известного на юге Буреинского массива как Ургальский и контролирующего размещение проявлений золота на территории Еврейской автономной области, а в западном Приморье, возможно краевого, отделяющего Лаоelin-Гродековскую СФЗ от Ханкайского массива и также сопровождающегося шлихо-геохимическими ореолами золотоносности (см. рис. 1, 2).

Вместе с тем, на территории провинции Хэйлунцзян известны золоторудные проявления и собственно метаморфогенного происхождения. К их числу принадлежит стратиформное месторождение Дунфэншань, представленное сульфидными телами среди докембрийских образований формации железистых кварцитов (см. рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные данные позволяют констатировать достаточно широкую распространенность на территории Северо-Восточного Китая (в провинциях Хэйлунцзян, Цзилинь, а также Ляонин) коренных месторождений золота, принадлежащих нескольким геолого-промышленным типам, и практически пол-

ное отсутствие подготовленных к освоению новых месторождений в приграничных с Китаем районах Дальнего Востока России. По нашему мнению, это связано с недоизученностью этих территорий России в отношении благороднометалльной минерализации.

Месторождения и проявления группируются в золоторудные пояса и зоны разной протяженности и ориентировки. Решающее влияние на их размещение оказали тектонические факторы. Большинство из них расположено в зонах влияния краевых глубинных разломов, ограничивающих Северо-Китайскую платформу и широко проявленных в пределах Ханкайского, Цзямысинского, Буреинского срединных массивов и их обрамлении.

При сравнительном анализе золотоносности сопредельных территорий Северо-Восточного Китая и российского Дальнего Востока становится очевидной высокая перспективность Приамурья и Приморья на золото и другие благородные металлы. Весомыми аргументами в пользу этого вывода являются данные о большом сходстве геологического строения обозначенных российских регионов с китайскими провинциями, наличие здесь большого числа недоизученных проявлений благородных металлов и вероятность обнаружения оруденения нетрадиционных типов, которым в прошлые годы не уделялось должного внимания. Имеются в виду руды с тонкодисперсным золотом в карбонатных толщах (невадийский тип), вблизи которых отсутствуют золотоносные россыпи Au; золото-платиновое оруденение в черносланцевых толщах (сухоложский тип), золотоносность мощных зон милонитизации, которые пока еще не привлекали внимания российских специалистов и т.п.

Таким образом, наличие в сопредельных (с Южно-Ханкайской и Южно-Буреинской зонами) районах России, Китая и КНДР коренных проявлений и россыпных месторождений золота, широкая распространенность на срединных массивах карбонатных и черносланцевых толщ, а также полихронных магматических образований в сочетании с золотоносными шлихо-геохимическими ореолами позволяют высоко оценить перспективы региона на возможность обнаружения при целенаправленных поисках не только месторождений традиционных золото-сульфидно-кварцевой, золото-редкометалльной, золото-серебряной формаций, но и заслуживающих внимания объектов порфирового, невадийского (карлинского), черносланцевого (сухоложского), иных новых типов оруденения.

Проекты международного сотрудничества в рамках программы изучения ресурсов Северо-Востока Китая и юга Дальнего Востока России открывают благоприятные возможности для комплексной оценки недр сопредельных территорий обеих стран, в том числе и на благородные металлы.

Публикация подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (грант 98-05-65339).

ЛИТЕРАТУРА

1. Анерт Э.Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск-Владивосток: АО "Книжное дело", 1928. 930 с.
2. Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Новый - золото-колчеданный - тип оруденения на Дальнем Востоке//Тихоокеан. геология. 1993. №3. С.64-77.
3. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1 : 2500000/ Гл. ред. Л.И.Красный; Авт.-сост.: М.В.Мартынюк, И.П.Вольская, С.А.Рямов. 1986.
4. Демашов С.Б., Гвоздев В.И., Недашковский А.П. Серебро-висмутовая минерализация месторождений Хингано-Олонойского района// Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С.82-92.
5. Жирнов А.М. Золотоносность Хинганской области Верхояно-Буреинского металлогенического пояса // Тихоокеан. геология. 1994. №4. С. 92-108.
6. Жирнов А.М. Перспективы золотоносности юга Буреинского массива//Геол. изучение и использование недр. М.: АОЗТ ГеоИнформмарк, 1996. Инф. сб. №2. С.6-11.
7. Корытов Ф.Я. Благородные металлы во флюоритах// Руды и металлы. 1994. № 2. С. 23-26.
8. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть III. Основные черты тектоники и истории развития: Препринт /Дальневост. геол. ин-т. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 60 с.
9. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока/Отв. ред. Ю.А.Косыгин. М.: Наука, 1984. 200 с.
10. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнавуна, 1995. 68 с.
- 11.Хомич В.Г. Геологическое строение и особенности размещения оруденения в одной из локальных вулкано-тектонических структур Верхнего Приамурья// Структуры рудных полей и месторождений вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 118-136
- 12.Хомич В.Г., Иванов В.В., Зенин Ф.Л. и др. О палеозойском золото-серебряном оруденении Юго-Западного Приморья// Докл. РАН. 1995. Т. 342, N 3. С. 368-370.
13. Щека С.А., Вржосек А.А., Сапин В.И. и др. Преобразования минералов платиновой группы из россыпей Приморья //Минерал. журн. 1991. Т.13, №1. С.31-40.
- 14.Эйриш Л.В. К вопросу о рудном золоте Малого Хингана // Тихоокеан. геология. 1995. Т.1, №5. С. 94-96.
- 15.Cheng Yuming. Ore-controlling tectonic framework and pattern of gold deposits hosted in granite-greenstone belts in North China platform // 30th Intern. Geol. Congress. Beijing, China. Abstracts. 1996 V.2, . P. 775.
- 16.Du Fangquan. Diwa-Type Gold Deposits in the Amur-River in China // Geology and Ecology of Amur Basin. Abstracts. III-rd Soviet-Chinese Symposium. Blagoveshchensk: AIRI, 1989. Vol. IV.P. 27-29.
- 17.Hu Daxiang. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of gold-bearing quartz veins in typical gold deposits of north margin of North China Platform // 30th Intern. Geol. Congress. Beijing, China. Abstracts. 1996. V.2. P. 775.
- 18.Khomich V.G., Zenin A.L., Ivanov V.V. at all. Types of endogenous mineralization in South-West Primorye (Russia)//Intern. symp. on resources, environment and disaster in Tumenjiang Area". 26-31. VII. 1996. Changchun, China. Abstract Volume. 1996. P. 50-51.
- 19.Liu Liandeng, LiuYunling, Wu Gouxue, Zhang Haijun. Analysis on gold resources in Yanbian Area in China // Intern. symp. on resources, environment and disaster in Tumenjiang Area. 26-31 July, 1996. Changchun, China. Abstract Volume. 1996. P. 19 - 22.
- 20.Metallogenetic Map of Endogenic Ore Deposits of China. 1: 4 000 000. Editor in Chief: Guo Wenku. Beijing, 1987.
- 21.Pen Gelin. Polygenetic Compound Gold Deposits in Heilongjiang River Valley//Geology and Ecology of Amur Basin. Abstracts. III-rd Soviet-Chinese Symposium. Blagoveshchensk: AIRI, 1989. Vol. IV. P. 76-77.
- 22.Wu Shangquan. Geology of Tuanjiegu porphyry gold deposit // Proceedings of intern. sympos. on the geologic and metallogenic correlation in the junction area among China, Russia and Mongolia. 11-13 June, 1996. Manzhouli, China. Changchun University of Earth Sciences. Changchun China, 1996. P. 75-77.
- 23.Zhang Yixia, Cun Gui, Liu Liandeng et al. Gold Deposits in China. Advances and Considerations. Geological Publishing House, Beijing. 1996.

Поступила в редакцию 20 июля 1997 г.

Рекомендована к печати Бакулиным Ю.И.

**V.G Khomich., A.S. Vakh ,V.V. Ivanov., A.V.Zinkov, I.I.Fatyyanov, G.R.Sayadyan,
G.B. Molchanova, Liu Liandeng, Liu Yunliang, Wu Gouxue, Zhu Yongzheng**

Precious metal mineralization of contiguous territories of Russia's Far East and Northeast China

A comparative analysis of gold content of the contiguous territories of China and the Russian Far East showed that the South-Khanka and South-Bureya metallogenic zones are promising for gold and other precious metals. High- prediction evaluation of these territories is based on their evolution in a similar geotectonic environment, on the presence of black-shale and carbonaceous units in the geological sections, saturation with magmatic formations, and above all, on the presence in the adjacent districts of large and middle-size gold deposits, including those of rare geological-economic types.

Possible realization of the projects on international collaboration in developing resources of the Russian East strongly requires a quick complex evaluation of mineral resources of these metallogenic zones.

К РУДОНОСНОСТИ ИМАНГАКИТСКОГО И КУРАНАХСКОГО АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВОВ (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ)

Г.В. Роганов

Хабаровское горно-геологическое предприятие, г. Хабаровск

Имангакитский и Куранахский массивы - характерные представители умеренно дифференцированных автономных анортозитовых plutонов раннедокембрийского этапа развития Земли. Нижние части разрезов их расслоенных серий сложены преимущественно габбро и габбро-анортозитами, выше залегают андезиниты, лабрадориты, иотуниты и эндербит-иотуниты. Жильные серии представлены мелкозернистыми габбро и габброноритами, реже андезинитами, кварцевыми андезинитами, пироксенитами и перидотитами. Имангакитский массив имеет форму плиты, погружающейся в северо-западном направлении под углами 12-25°. Куранахский массив, вероятно, представляет собой фрагмент крупного лополита, южная часть которого срезана Имангрским разломом. Средневзвешенные химические составы расслоенных серий массивов соответствуют высокоглиноземистым андезитобазальтам. С габбро, габбро-норитами и норитами расслоенных и жильных серий ассоциируется фосфорно-железо-титановое оруденение ранне- и позднемагматического типов. Руды раннемагматической стадии преимущественно вкрапленные, полосчатые, с отчетливо проявленной магматической листоватостью. Среди руд позднемагматической стадии различаются сплошные, прожилково-вкрапленные и гнездово-вкрапленные. Рассмотрены особенности размещения, вещественный состав и технологические свойства руд каждого типа.

Анортозитовая формация с приуроченным к ней комплексными фосфорно-железо-титановыми рудами определяет геологическую специфику Становой складчато-блоковой системы - одного из элементов Алдано-Станового щита. В западной ее части крупнейшими анортозитовыми массивами являются Имангакитский и Куранахский, в восточной - Джугджурский, Сехтагский и Баладекский.

Опираясь на геологические данные, многие исследователи считают анортозитовую формацию региона одной из наиболее древних в ряду анортозитовых формаций мира и датируют ее ранним археем. В качестве аргументов приводятся данные о приуроченности анортозитов к раннеархейским гранулит-базитовым комплексам основания Становой складчато-блоковой системы, о присутствии в анортозитах Сехтагского массива инъекций раннеархейских аляскитов и проявленности в породах анортозитовых ассоциаций метаморфических преобразований с формированием минеральных парагенезисов, подобных парагенезисам вмещающих пород нижнего архея. Другие исследователи [6,18 и др.], ссылаясь на данные изотопной геохронологии, высказывают предположение о раннепротерозийском возрасте анортозитов.

При знакомстве с результатами радиогеохронологических исследований анортозитов и ассоциирующихся с ними пород [4,6,7,12,13,18,19,21,23-

25] выявляется их неоднозначность и противоречивость. Наиболее древние значения возраста анортозитов, в т.ч. полученные Sm-Nd методом для пород Имангакитского массива, соответствуют концу раннего-началу позднего архея - 3330-2900 млн лет (В.В.Кошеленко и др., 1991). Возможно, именно на эти значения и следует ориентироваться при определении времени формирования анортозитов, так как большая часть определений изотопного возраста пироксеновых гранитоидов, рвущих породы Имангакитского и Куранахского массивов, соответствует позднему архею - 3130-2490 млн лет [6,15,27]. Более молодые датировки, по-видимому, указывают на время нарушения первичных изотопных систем в анортозитах. Большая часть таких датировок отвечает интервалу 1700-1940 млн лет - времени проявления процессов интенсивной тектоно-термальной переработки кристаллических образований Алдано-Станового щита, связанной с развитием раннепротерозойских протоавлакогенов и внедрением большиеобъемных интрузий сиенитов, монцонитов, нормальных и щелочных гранитов улканского, тасского, кодарского, чубачинского и других комплексов.

Все анортозитовые массивы региона претерпели наложенные дислокации и многократные метасоматические изменения в условиях гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [14]. Большинство из них имеют форму плит или линз мощностью от 1-2 до 10-15 км, наклоненных в сто-

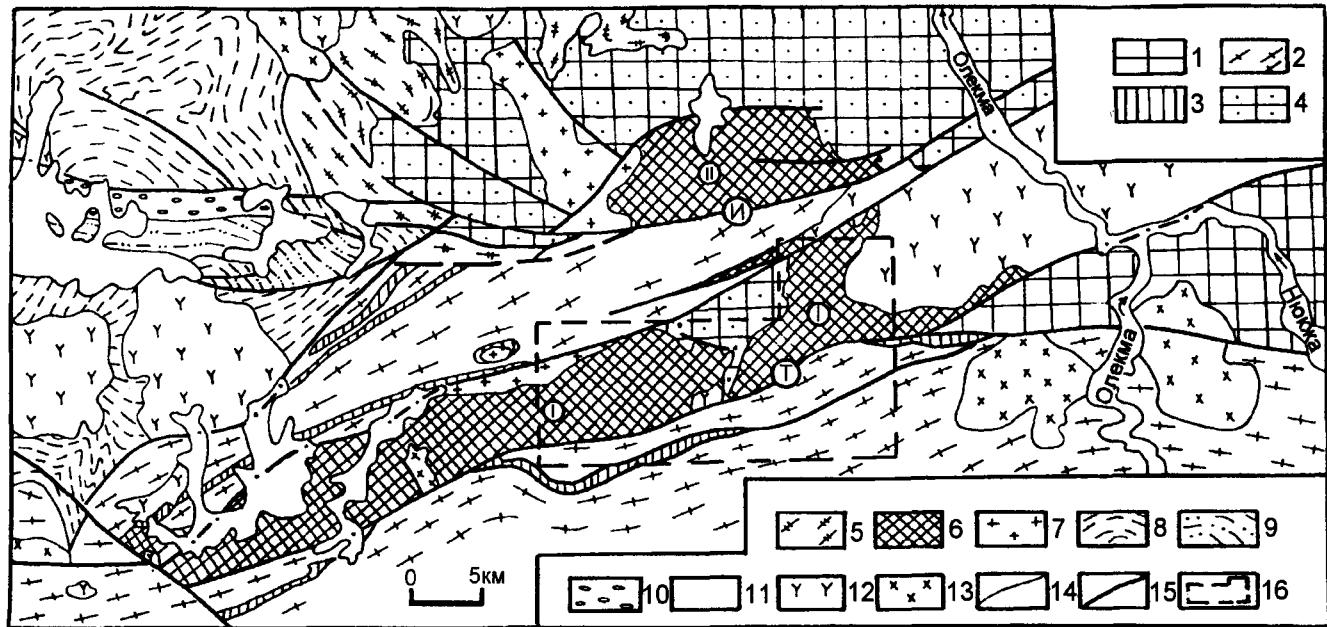


Рис.1. Положение Имангакитского и Куранахского анортозитовых массивов в структуре Алдано-Станового щита.

Тектонические элементы щита: 1-3 - Становая складчато-глыбовая система: 1 - зверевско-чогарский (AR^1_1) 2 - становой (AR^1_2), 3 - гилюйский (AR^1_3) структурно-вещественные комплексы (СВК); 4-5 - Олекминская складчато-глыбовая система: 4 - курультинский (AR^2_1), 5 - олекминский (AR^2_2) СВК; 6 - анортозиты (цифры в кружках - массивы: 1 - Имангакитский, 11 - Куранахский); 7 - гиперстеновые граниты; 8-9 - наложенные прогибы: 8 - Удоканский (PR_1), 9 - Верхнекаларский ($V-O$); 10 - Верхнекаларская (J_{2-3}) континентальная впадина; 11 - четвертичные отложения; 12-13 - интрузивные комплексы: 12 - раннепротерозойские, 13 - позднепалеозойские; 14 - интрузивный и стратиграфический контакт; 15 - разломы (буквы в кружках: Т - Тас-Юряхский, И - Имангрский); 16 - контур восточной части Имангакитского массива, изображенной на рис.2.

рону Сибирской платформы под углами 50-80°. При этом крутое наклонное залегание анортозитовых тел и элементов расслоенности в них является вторичным, обусловленным тектоническими дислокациями [5,16].

По особенностям минерального и химического состава среди анортозитовых массивов Становой складчато-блоковой системы выделяются три типа - лабрадоритовый, андезинитовый и "щелочных анортозитов" [14]. Предполагается, что наиболее перспективны на выявление месторождений полезных ископаемых (апатиты и железо-титановое оруденение магматического типа) plutоны андезитовых и щелочных анортозитов. Имангакитский и Куранахский массивы относятся к типу андезинитовых, что предопределяет повышенный интерес к ним как к объектам поисковых работ.

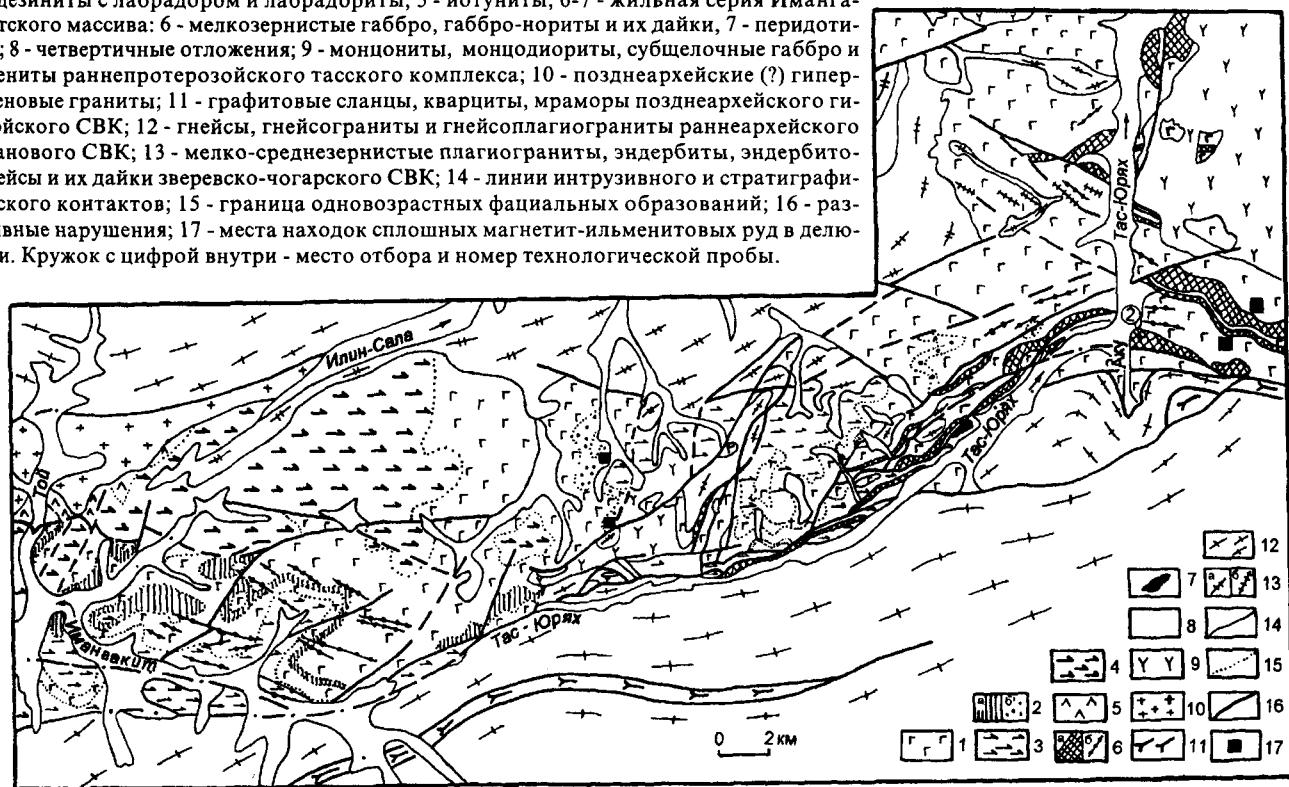
Представления о геологическом строении рассматриваемых массивов и положении их в структуре Алдано-Станового щита (рис.1) основаны на результатах геологосъемочных работ (Е.С.Бобин, С.П.Кориковский, Г.Н.Баженова, Б.Г.Горелов, В.С.Федоровский, В.Н.Быховер, Н.Н.Лаврович, А.А.Томбасов, З.П.Козак, В.В.Кошеленко и др.), петрологических и металлогенических исследова-

ний (М.К.Суханов, Е.А.Панских, Е.В.Шарков, Л.П.Карсаков, И.Н.Воллосович и др.). Большой объем геологической информации получен в результате поисковых работ, проведенных геологами производственных объединений "Дальгеология" и "Амургеология". Построение объемной модели массивов на основе интерпретации гравиметрических данных было предпринято геофизиками Института земной коры СО АН СССР [8], сделавшими вывод, что они являются сдвинутыми относительно друг друга фрагментами некогда единого крупного субгоризонтально залегающего плитообразного тела - Каларского plutона. Наши исследования, которыми были охвачены участки в верхнем течении р.Имангакит, в среднем и верхнем течениях р.Тас-Юрях и на левобережье р.Имангра, были направлены на изучение геологии и рудоносности plutонов. Их результаты и освещаются в настоящей статье.

Имангакитский массив (рис.2) прослеживается полосой северо-восточного простирания из верховьев р.Калар в бассейн р. Тас-Юрях на расстояние более 150 км при средней ширине 14 км. Судя по элементам залегания расслоенности пород анортозитовой ассоциации, он имеет форму расчлененной

Рис.2. Схема геологического строения восточной части Имангакитского массива.

1-5 - расслоенная серия Имангакитского массива: 1 - габбро-анортозиты, лейкократовые габбро и габбро-нориты, 2- контрастно-расслоенные рудные меланогаббро и безрудные габбро-анортозиты и аортозиты амфиболизированные и хлоритизированные, 26 - габбро-анортозиты с рассеянной рудной минерализацией, 3 - соссюритизированные аортозиты, 4 - андезиниты, андезиниты с лабрадором и лабрадориты, 5 - иотуниты; 6-7 - жильная серия Имангакитского массива: 6 - мелкозернистые габбро, габбро-нориты и их дайки, 7 - перидотиты; 8 - четвертичные отложения; 9 - монцониты, монцодиориты, субщелочные габбро и сиениты раннепротерозойского тасского комплекса; 10 - позднеархейские (?) гиперстеновые граниты; 11 - графитовые сланцы, кварциты, мраморы позднеархейского гилюйского СВК; 12 - гнейсы, гнейсограниты и гнейсоплагиограниты раннеархейского становового СВК; 13 - мелко-среднезернистые пластиграиниты, эндербиты, эндербитогнейсы и их дайки зверевско-чогарского СВК; 14 - линии интрузивного и стратиграфического контактов; 15 - граница одновозрастных фациальных образований; 16 - разрывные нарушения; 17 - места находок сплошных магнетит-ильменитовых руд в делювии. Кружок с цифрой внутри - место отбора и номер технологической пробы.



разломами плиты, обнаруживающей тенденцию к погружению в северо-западных румбах. Подошва массива не обнажена. С юго-востока, где, по данным наших наблюдений, вскрываются наиболее глубинные части его разреза, он ограничен Тас-Юряхским разломом, по которому с ним соприкасаются метаморфические и плутонические образования раннеархейского становового и позднеархейского гилюйского структурно-вещественных комплексов. На северо-западе массив граничит либо с прорывающими его раннеархейскими гранитоидами, либо с монцонитами и монцодиоритами раннепротерозойского тасского комплекса.

В строении массива участвуют породы двух фаз внедрения. С первой (главной) фазой связывается формирование расслоенной серии, представленной средне- и крупнозернистыми породами, варьирующими по составу от нормальных и лейкократовых габбро до габбро-анортозитов, аортозитов и иотунитов, со второй - внедрение даек и полого залегающих силлообразных тел мелкозернистых габбро, габроноритов, порфировидных андезинитов, кварцевых андезинитов, пироксенитов и перидотитов. Почти повсеместно породы аортозитового комплекса в той или иной степени изменены

наиболее глубокие преобразования наблюдаются в полосе шириной от 400-500 м до нескольких километров, примыкающей к Тас-Юряхскому разлому, где они рассланцованны, милонитизированы, катаклизированы и регressive метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Особенно интенсивно тектонизированы габброиды восточной части Имангакитского массива.

Обобщенный разрез видимой части расслоенной серии по данным [22] и наших наблюдений может быть представлен в следующем виде (снизу, в м):

1. Аортозиты светло-серые среднезернистые соссюритизированные, с редкими прослоями (первые десятки метров) габбро-анортозитов 340-400 м.

2. Чередующиеся габбро-анортозиты, лейкократовые габбро и аортозиты. Среди габбро-анортозитов в бассейне р.Имангакит и в верховье р.Тас-Юрях обособляется зона контрастно дифференцированных пород мощностью до 40 м (в дальнейшем именуется рудным горизонтом), представленная переслаивающимися апатит-ильменомагнетит-ильменитовыми, ильменомагнетит-ильменитовыми меланогаббро, меланократовыми габбро с убогой вкрапленностью апатита, ильменомагнети-

та и ильменита и безрудными габбро-анортозитами и анортозитами 160-460.

3. Андезиниты серые и пепельно-серые неравномернозернистые и среднезернистые, сменяющиеся вверх по разрезу габбро-андезинитами среднезернистыми 150-200.

4. Андезиниты розовато-сиреневые, розовые и красные средне- и крупнозернистые 400.

5. Андезиниты с лабрадором и андезинит-лабрадориты розовато-сиреневые, порфировидные, фациально сменяющиеся в верхней части разреза андезинитами розовато-сиреневыми мелкозернистыми 300-600.

6. Лабрадориты темно-серые до черных, крупнозернистые порфировидные с линзами андезинит-лабрадоритов и габбронорит-лабрадоритов 70-200.

7. Иотуниты и эндербит-иотуниты мелко- и среднезернистые часто порфировидные, ассоциирующиеся с пироксеновыми и лейкократовыми андезинитами 150-200.

Всего 1570-2500.

Наиболее контрастные по составу магматические слои и их пачки, выделяемые в разрезе расслоенной серии, более или менее уверенно прослеживаются на местности. В юго-восточной части массива залегание их пологое, близкое к горизонтальному, в северо-западной они наклонены под углами 12-25° в северных или северо-западных румбах.

Наряду с расслоенностью, подчеркивающейся различиями в петрографическом составе чередующихся в разрезе пород, в мощных однородных по петрографическому составу пачках габбро-анортозитов проявленна скрытая расслоенность, проявляющаяся в полосчатом распределении растительности на склонах водоразделов, сложенных этими породами, и формами денудационной препарировки отдельных магматических слоев. В породах рудного горизонта отчетливо проявленна магматическая листоватость, выражаясь в ориентировке таблитчатых кристаллов плагиоклаза параллельно поверхностям расслоенности массива.

Разрез рудного горизонта в связи с плохой его обнаженностью составить не удалось. Наблюдения по высыпкам и глыбовым развалам дают основание предполагать, что он включает 2-4 пласта рудных меланогаббро, разделенных безрудными интервалами. Судя по размерам глыб и единичных обнажений, сложенных рудными образованиями, мощность отдельных рудных пластов может достигать 2-10 м. В пределах обследованного участка горизонт прослежен от устья р.Той (правый приток р.Имангакит) на восток в истоки р.Тас-Юрях примерно на 19 км. Если учесть, что выходы вкраплен-

ных апатитсодержащих железо-титановых руд известны и к западу от р.Той - в междуречье Имангакит - Мурдан-Мукит [20], то протяженность его можно оценить в 22 км.

Рудные меланогаббро характеризуются среднезернистой вкрапленной, атакситовой или прожилково-вкрапленной, иногда полосчатой текстурой, обычно соссюритизированы, амфиболизированы и хлоритизированы. Они содержат от 0,1 до 8,7% P_2O_5 , от 10 до 55% Fe_2O_3 и от 0,4 до 12,8% TiO_2 . Более 2% P_2O_5 установлено в 76% от 74 проанализированных штуфных проб, более 5% TiO_2 - в 43% проб (рис.3). По соотношению рудных минералов можно выделить апатит-ильменитовые, апатит-ильменомагнетит-ильменитовые и ильменомагнетит-ильменитовые разновидности руд, а по соотношению полезных химических элементов - железофосфорные, фосфорно-железо-титановые и железо-титановые. Сведения о химическом составе наиболее характерных разновидностей рудных меланогаббро приведены в табл.1. Спектральным анализом в этих породах установлены повышенные содержания ванадия, цинка, иттрия и иттербия, в некоторых пробах - резко повышенные содержания хрома (табл.2).

Апатит рудных меланогаббро представлен либо трещиноватыми призматическими кристаллами размером до 0,2x2,0 мм, либо округлыми и короткопризматическими зернами величиной до 1,8 мм в поперечнике и их агрегатами. Кристаллы нередко группируются в слойки и ориентированы субпараллельно друг другу и расслоенности меланогаббро. Ильменомагнетит присутствует в форме ксеноморфных зерен размером от 0,05 до 2 мм в поперечнике с игольчатой или эмульсионной струк-

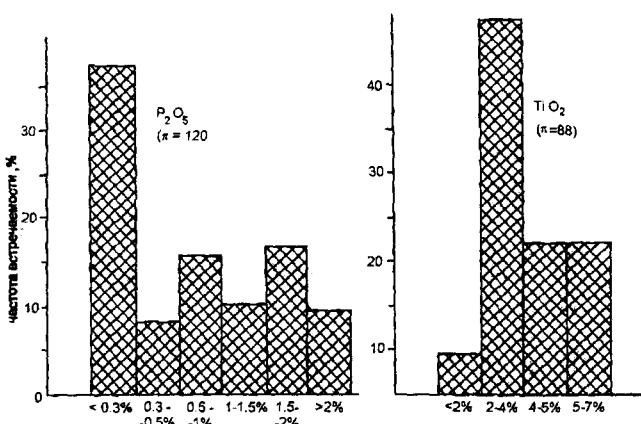


Рис.3. Распределение содержаний P_2O_5 и TiO_2 в рудных меланогаббро расслоенной серии Имангакитского массива.

Рудопроявление Имангакит. n= 74.

Таблица 1. Химический состав вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд Имангакитского прямления апатита

№№ проб	Содержание, масс. %										F	Σ	H_2O^-	ппп
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O				
7794-5	7.12	12.06	7.99	41.50	22.59	0.07	0.28	2.60	0.05	0.13	3.60	0.07	0.1	0.40
7801-5	40.56	8.60	9.72	6.67	14.08	0.23	6.86	4.50	0.06	0.46	4.82	3.40	0.02	0.46
7801-8	39.96	4.02	9.14	8.37	14.48	0.15	9.84	5.45	0.07	1.00	3.78	3.85	0.1	3.19
7807-1	40.86	2.61	11.73	4.89	14.87	0.20	11.20	4.78	0.28	1.31	3.88	3.45	0.1	2.37
7807-4	37.86	6.61	9.56	6.73	16.23	0.26	9.14	4.96	0.36	1.65	3.08	3.59	0.1	2.66
7808	39.40	5.90	10.26	5.60	15.59	0.24	10.70	4.10	0.29	1.76	2.84	3.55	0.1	1.58
7808-3	40.00	5.09	10.03	2.85	16.07	0.27	11.20	5.25	0.30	2.00	2.39	4.50	0.16	2.06
7812	34.60	5.43	8.02	8.84	17.32	0.25	11.60	4.84	0.14	1.13	2.88	4.35	0.61	1.66
7821-4	38.70	3.66	10.76	7.28	14.08	0.21	12.25	3.85	0.15	1.38	2.77	4.63	0.1	1.94
7828-1	36.35	5.01	7.81	10.20	16.09	0.27	10.78	4.80	0.15	1.26	9.11	4.18	0.1	1.40
7828-1 _a	17.30	12.58	4.48	20.89	24.43	0.29	8.56	2.98	0.10	0.35	2.36	5.18	0.16	0.30
\bar{X}	38.70	5.21	9.67	6.82	15.42	0.23	10.41	4.73	0.20	1.33	3.28	3.94	0.10	0.05

Примечание. Проба 7794-5 - сплошная руда, пробы 7828-1 и 7828-1_a - прожилково-вкрапленные, остатальные - вкрапленные руды. \bar{X} - среднее арифметическое содержание во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах. Анализы выполнены в химической лаборатории ДВИМСа под руководством М.М. Косяк.

турой распада шпинели и таблитчатыми выделениями ильменита толщиной от тысячных долей миллиметра до 0,02-0,03 мм. Ильменит образует гипидиоморфные и ксеноморфные зерна, достигающие 0,1-3 мм в поперечнике, находящиеся в тесном срастании с ильменомагнетитом. Они часто содержат мирмекитовые выделения шпинели, слабо катаклизированы и корродированы.

Почти постоянно рудные меланогаббро содержат магнетит в виде мелких включений в силикатных минералах, пирит, халькопирит и графит. Сульфиды частично или полностью замещены гидроокислами железа.

Петрогенная основа вкрапленных руд представлена моноклинным и ромбическим пироксенами (частично или полностью замещены амфиболом, биотитоподобной бурой слюдой и хлоритом), а также плагиоклазом (обычно соссюритизирован). В некоторых шлифах вторичный амфибол присутствует в двух генерациях. К ранней относится бурый амфибол - баркевикит, образующий гомоосевые псевдоморфозы, к поздней - слабоокрашенный актинолит, слагающий волокнистые агрегаты. Иногда наблюдаемые в рудных меланогаббро порфировидные структуры обусловлены присутствием относительно крупных (до 2,5-3 мм в поперечнике) кристаллов плагиоклаза.

Габбро-анортозиты с рассеянной магнетитильменитовой минерализацией и вкрапленные фосфатсодержащие железо-титановые руды, обнаруживающие связь с породами расслоенной серии, известны и за пределами описанного выше участка. В.В. Оскаревым [1985 г.] они отмечены в среднем течении и истоках руч. Аюkit (правый приток р. Илин-Сала), нами - в четырех пунктах на левом берегу р. Тас-Юрях в ее верхнем течении и на водоразделе р. Тас-Юрях и руч. Амнунакан. Предполагается, что выходы этих пород являются фрагментами рудной зоны проявления Имангакит. Содержания полезных компонентов в породах здесь, как правило, невысокие: P₂O₅ - от 0,14 до 3,16%, TiO₂ - от 0,57 до 7,30%, Fe₂O₃ - от 7,42 до 23,17%.

С раннемагматическими вкрапленными рудами расслоенной серии парагенетически связано жильное, прожилково-вкрапленное и гнездово-вкрапленное оруденение позднемагматической стадии. Делювиальные высыпки позднемагматических руд установлены нами среди габбро-анортозитов в нескольких пунктах на левобережье р. Той, правом берегу р. Имангакит в ее верховьях, в истоках р. Тас-Юрях и в бассейне безымянного ручья, впадающего в р. Тас-Юрях ниже устья р. Аку. Последний из названных участков, судя по обилию рудных галек в аллювии ручья и многочисленным находкам рудных обломков в делювиальных отло-

Таблица 2 Содержание микроэлементов в рудных меланогаббро Имангакитского рудопроявления по данным полуколичественного спектрального анализа $n = 55$

Элементы	Пределы содержаний, вес, %	\bar{X}	$\pm \lambda$	C	K_K
Ni	0.0006-0.02	0.0035	0.0010	0.016	0.2188 ± 0.0625
Co	0.001-0.008	0.0039	0.0004	0.0045	0.8677 ± 0.0889
V	0.01 -0.3	0.0711	0.0132	0.02	3.555 ± 0.66
Cr ₁	0.0006-0.008	0.0060	0.0040	0.02	$0.3 \pm 0.2 (n = 49)$
Cr ₂	0.6 - 1.0	0.7333	0.2178	0.02	$36.665 \pm 10.89 (n = 6)$
Mo	0.0001-0.0003	0.00013	0.00001	0.00014	0.9286 ± 0.0714
Nb	0.0007-0.002	0.00077	0.00005	0.002	0.385 ± 0.025
Zr	0.0008-0.06	0.0050	0.0021	0.02	0.25 ± 0.105
Cu	0.0008-0.01	0.0042	0.0007	0.01	0.41 ± 0.07
Zn	0.008-0.1	0.0305	0.0055	0.013	2.3462 ± 0.4231
La	0.0004-0.004	0.0014	0.0002	0.0018	0.7778 ± 0.1111
Y	0.0006-0.006	0.0024	0.0003	0.002	1.2 ± 0.15
Yb	0.0001-0.0004	0.00023	0.00002	0.0002	1.15 ± 0.1
Sr	0.01-0.06	0.0280	0.0043	0.044	0.6364 ± 0.0977
Sc	0.0006-0.004	0.0017	0.0002	0.0024	0.7083 ± 0.0833

Примечание. \bar{X} - среднеарифметическое содержание; λ - ошибка определения среднего содержания с заданной вероятностью 5%; C - среднее содержание в основных породах (базальты, габбро), по А.П. Виноградову; K_K - коэффициент концентрации; n - количество проб.

жениях на его правом берегу, наиболее перспективен для поисков железо-титанового оруденения этого типа.

Позднемагматические руды представлены крупнокристаллическими агрегатами ильменомагнетита и ильменита с интерстициальными порами, выполненными мелкозернистым апатитом и силикатными минералами. Содержание окислов железа и титана в них всегда значительно выше, чем в рудах раннемагматической стадии. Оно достигает соответственно 47 и 21,10%. Содержание P_2O_5 в отдельных пробах превышает 7-10%, однако в большинстве случаев оно низкое: 0,02-2,06% в сплошных и прожилково-вкрашенных и 0,08-0,89% - в гнездово-вкрашенных рудах.

Результаты полного химического анализа наиболее характерных разновидностей прожилково-вкрашенных и сплошных руд приведены в табл.1.

Апатитсодержащие железо-титановые руды расслоенной серии Имангакитского массива по минеральному составу, структурно-текстурным особенностям и характеру вторичных преобразований сходны с рудами Джугджурского и Баладекского массивов [14,16]. Последние относятся к категории легкообогатимых [11]. По технологическим схемам, включающим магнитную и электромагнитную сепарацию и флотацию, из них извлекаются кондиционные ильменитовый, титаномагнетитовый (магнетитовый) и апатитовый концентраты. Со-

держания TiO_2 и P_2O_5 в ильменитовом и апатитовом концентратах составляют соответственно 48 и 38-39,5% при извлечении их в концентраты на уровне 40-55% и 80-90%.

Мелкозернистые габбро и габбронориты дайковой серии Имангакитского массива также нередко несут полезную минерализацию. В верховьях р.Имангакит большая часть даек ориентирована в северо-западном, близком к широтному, направлении, реже отмечаются дайки северо-восточного простирания. Протяженность их достигает 3-3,5 км при мощности до 2-5 м. Одна из даек, размещающаяся в кровле рудного горизонта расслоенной серии, представлена рудными меланогаббро, содержащими 2,5-3,0% P_2O_5 , 4,0-5,0% TiO_2 и 20-25% Fe общ. Мощность ее не превышает 1-2 м, протяженность около 2,5 км.

В верховьях р.Тас-Юрях основные выходы пород второй фазы тяготеют к юго-восточной части массива, где образуют серию кругопадающих даек, трассирующихся в северо-восточном направлении и, вероятно, маркирующих собой положение корневой зоны аортозитового plutона. Протяженность даек меняется от первых сотен метров до 5-7 км при мощности от 0,2 м до 2-3 сотен метров. Во многих пунктах в обнажениях установлены рвущие контакты средне-мелкозернистых габброноритов с габбро-аортозитами расслоенной серии, в эндоконтактах даек отмечены ксенолиты крупнозернистых аортозитов и габбро-аортозитов.

Преобладающее направление падения даек юго-восточное под углами 65-70°. В среднем течении р.Тас-Юрях к северу от устья р.Аку закартирована серия даек мелко- и среднезернистых габброидов, имеющих крутое (65-70°) падение в северном направлении.

В долине правого притока р.Тас-Юрях, соседнего с рекой Аку, выходы мелкозернистых габброидов приурочены к основаниям обоих склонов. Это позволяет предположить, что они образуют здесь субгоризонтально залегающую силлообразную залежь.

Среди габброидов второй фазы в бассейне р.Тас-Юрях широко распространены разновидности, содержащие вкрапленность апатита, ильменита и магнетита. Сведения о распределении в них содержаний P_2O_5 , TiO_2 и Fe_2O_3 приведены на рис.4, результаты их силикатного анализа в табл.3.

Судя по результатам опробования, апатит и рудные минералы в габброидах распространены неравномерно. Так, в силлообразной залежи, обнажающейся в урезе правого притока р.Тас-Юрях, соседнего с р.Аку, содержание P_2O_5 колеблется от 0,02 до 2,83%, что в пересчете на апатит составляет соответственно 0,05 и 7,06%. Изучена возможность извлечения из габброидов этой залежи концентратов апатита и оксидов железа и титана. Исследования проведены Л.Ф.Поповой в ДВИМСе на лабораторной технологической пробе весом 30 кг.

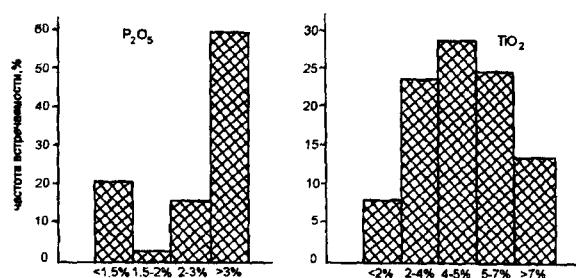


Рис.4. Распределение содержаний P_2O_5 и TiO_2 в габброидах жильной серии Имангакитского массива. Бассейн р.Тас-Юрях. n=48

Структура опробованной породы реликтовая габбровая, порфировидная. Размер минеральных индивидов 0,4-1,0 мм у полевых шпатов (порфировидные выделения) и 0,05-1,0 мм - у рудных и темноцветных минералов. Текстура породы массивная или нечетко выраженная директивная. Плагиоклаз габброидов (45%) представлен широкими таблитчатыми выделениями, в различной степени замещенными тонкозернистым агрегатом цоизита, кальцита, альбита и кварца. Темноцветные минералы (45%) почти полностью замещены амфиболами двух генераций. Амфибол-1 образует гомоосевые псевдоморфозы по кристаллам пироксенов, амфибол-2 - волокнистые агрегаты нарастания на амфиболе ранней генерации. Судя по форме псевдоморфоз, сложенных амфиболом-1, первичные тем-

Таблица 3. Химический состав мелкозернистых габброидов второй фазы Имангакитского массива (бассейн реки Тас-Юрях)

Компоненты	Содержание, масс.%							
	56-6	56-8	82-1	555-8	555-25	ТП-2	\bar{X}	S
SiO_2	43.28	42.37	41.80	43.63	43.34	43.01	42.91	0.63
TiO_2	3.74	6.47	4.24	4.66	4.03	4.28	4.57	0.89
Al_2O_3	13.20	12.75	12.91	13.26	11.82	11.68	12.60	0.63
Fe_2O_3	7.07	5.21	5.40	5.22	4.80	7.05	5.79	0.915
FeO	12.93	13.65	16.16	12.57	15.63	14.88	14.30	1.35
MnO	0.21	0.19	0.27	0.26	0.26	0.10	0.22	0.15
CaO	9.13	9.13	8.92	8.70	8.22	7.64	8.62	1.33
MgO	6.78	6.67	5.33	5.89	4.44	4.10	5.54	2.50
Na_2O	2.40	2.58	2.19	2.90	3.16	2.70	2.66	0.78
K_2O	1.00	0.68	0.37	0.83	0.25	0.36	0.58	0.28
P_2O_5	0.15	0.90	0.68	1.97	1.84	1.60	1.19	0.66
SO_3	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.34	0.44	0.19	0.15
CO_2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.37	<0.15	0.15	0.031
H_2O^+	0.53	0.68	2.07	1.01	2.05	2.10	1.41	0.68
F	<0.02	<0.02	<0.02	0.17	0.05	н.оп.	0.06	0.058
Σ	100.64	101.48	100.56	101.27	100.60	100.09		
H_2O	0.17	0.19	0.21	0.27	0.19	0.10	0.19	0.05
ппп	1.42	1.50	3.09	1.29	1.78	н.оп.	1.82	0.66

Примечание. Проба ТП-2 - технологическая, отобранная задирковым способом (40 кг), остальные - штучные. Анализы выполнены в химической лаборатории ДВИМСа под руководством М.М.Косяк.

ноцветные минералы были представлены как моно-клининым, так и ромбическим пироксенами, т.е. порода соответствовала по составу габбронориту. Редкие неправильной формы мелкие реликты этих пироксенов изредка отмечаются в центральных частях псевдоморфных выделений амфибола-1. Апатит (5-7%) представлен игольчатыми и призматическими кристаллами, часто увенчанными на концах дипирамидами. Находится в виде включений в плагиоклазе, амфиболе и рудных минералах, а также в виде выделений в межзерновых пространствах. Длина кристаллов 0,15-0,5 мм, толщина 0,03-0,17 мм. Рудные минералы представлены ильменитом (6-7%) и пиритом (1-3%). Ильменит находится в виде округлых и резко удлиненных таблитчатых выделений (средний размер 0,2-0,6 мм). Во многих зернах отмечаются очень тонкие редкие пластинчатые двойники, ориентированные в одном, реже в двух направлениях. Пирит образует мелкие (0,1-0,2 мм) вкрапления, имеющие округлую, реже угловатую форму. С краев и по трещинам они замещены гидроокислями железа, которые занимают до 50% объема зерен. Иногда отмечаются единичные мелкие зерна халькопирита, часто находящиеся в срастании с пиритом. Обычны тонкие прожилки, выполненные мелкозернистыми агрегатами биотита, кальцита, хлорита, кварца, альбита.

Для габброидов характерно ориентированное субпараллельное расположение игольчатых и призматических выделений апатита и отмечается тенденция к размещению темноцветных минералов в виде нечетко выраженных полос.

Результаты полного химического анализа технологической пробы приведены в табл.3.

Часть железа, установленного в пробе, находится в породообразующих силикатах, что не позволяет добиться высокого извлечения его в магнитный продукт. Применение мокрой магнитной сепарации дает возможность получить из руды магнетитовый концентрат, содержащий 0,24% P_2O_5 , 20,36% TiO_2 и 51,48% Fe при извлечении TiO_2 16,67%, Fe 10,86%. Суммарное извлечение железа в магнетитовый и ильменитовый концентраты составляет 23,4%.

Из хвостов мокрой магнитной сепарации гравитационным методом и последующей электромагнитной сепарацией удается получить ильменитовый концентрат, содержащий 0,23% P_2O_5 , 40,1% TiO_2 и 34,48% Fe при извлечении TiO_2 60,04% Fe 12,54%. Суммарное извлечение TiO_2 в ильменитовый и магнетитовый концентраты 77,71%. Повышенное извлечение TiO_2 в магнетитовый концентрат обусловлено, по-видимому, присутствием в

руде гемоильменита или титаномагнетита, обладающих сильными магнитными свойствами.

В открытом цикле из хвостов гравитации, измельченных до -0,2+0 мм, флотацией в щелочной среде, создаваемой кальцинированной содой с падачей жидкого стекла, с применением реагентов флотол-7,9, аспарал-Д и Т-80, извлекаются апатитовые концентраты, содержащие 38,45% P_2O_5 , 0,02% TiO_2 и 0,001% Fe при извлечении P_2O_5 55,68%. При этом извлечение P_2O_5 в черновые апатитовые концентраты составляет 82,90% от руды. В замкнутом цикле возможно повышение извлечения.

Куранахский массив (рис.5) обнажен на левобережье р.Имангра и в бассейне р.Сайбалах (правый приток Куранаха) на площади около 400 км². В плане форма его близка к форме сегмента, ограниченного дугой, обращенной выпуклостью на север, и хордой, в роли которой выступает Имангрский разлом, простирающийся в субширотном направлении вдоль долины р.Имангра. В северном экзоконтакте массива распространены кристаллические сланцы и гнейсы курультинской серии (нижний алданий) с U-Pb изохронным возрастом древнее 3460 ± 16 млн лет, вмещающие субпластовые тела метагабброидов и метапироксенитов, плагиогранито-гнейсов, эндербито-гнейсов и чарнокитов. Внутренняя структура курультинской серии в общих чертах конформна контакту анортозитового массива. По Имангрскому разлому, выраженному зоной диафтореза, рассланцевания и милонитизации, породы анортозитового комплекса граничат с гранитоидами станового СВК и разнообразными метаморфическими сланцами, принадлежащими, как считают некоторые исследователи [5,9], позднеархейскому троговому комплексу.

Представления о форме и внутреннем строении Куранахского массива дискуссионны. Многие из изучавших его геологов [1, 3, 17, 26] считают, что он, как и Имангакитский, имеет форму пластины (плиты), падающей в северо-западном направлении. В гравитационном поле выходы пород анортозитового комплекса совпадают с локальным максимумом аномалии силы тяжести в редукции Буге, площадь которой значительно превосходит площадь массива в современном эрозионном срезе. Ю.А.Зорин с соавторами [8], выполнившие интерпретацию гравиметрических данных методом подбора трехмерных моделей, пришли к выводу, что массив имеет форму субгоризонтально залегающей линзы, кровля которой полого погружается, а подошва воздымается в северном, западном и восточном направлениях, площадь проекции массива на земную поверхность примерно в 8 раз превосходит площадь его обнаженной части. К совершенно

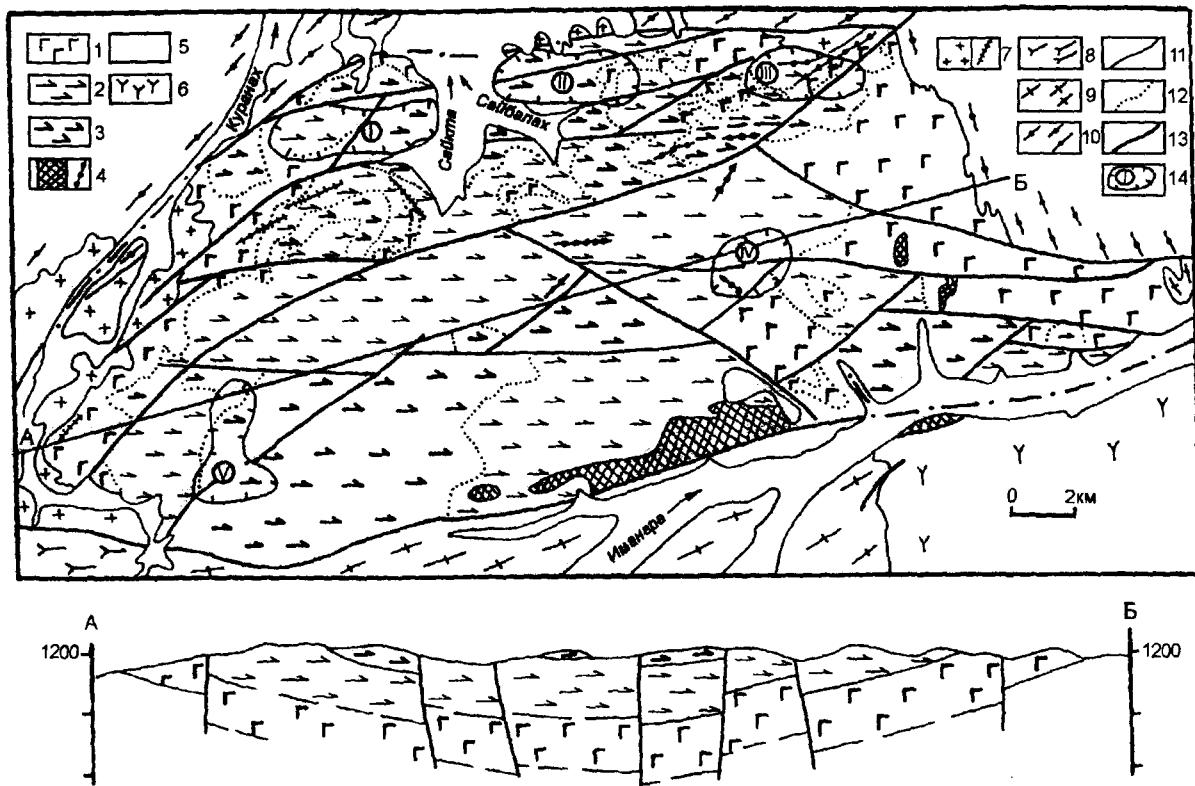


Рис.5. Схема геологического строения и принципиальный геологический разрез Куранахского массива.

1-3 - расслоенная серия Куранахского массива: 1 - преимущественно габбро-анортозиты, лейкократовые габбро и габбро-нориты, 2 - андезиниты, 3 - андезиниты с лабрадором и лабрадориты; 4 - жильная серия Куранахского массива: мелкозернистые габбро и габбро-нориты, их дайки; 5 - четвертичные отложения; 6 - монцониты, монцодиориты, субшелочные габбро и сиениты раннепротерозойского тасского комплекса; 7 - гиперстеновые граниты позднеархейского (?) чарадаканского комплекса и их дайки; 8 - метаморфические сланцы, их графитистые разновидности, кварциты, магнетитовые кварциты, мраморы и амфиболиты позднеархейского гилюйского СВК; 9 - гнейсы, гнейсограниты и плагио-гнейсограниты раннеархейского станового СВК; 10 - кристаллические сланцы, гнейсы, плагиогнейсы, метагабброиды, гнейсоплагиограниты и эндербиты раннеархейского курультинского СВК; 11 - линии интрузивного и стратиграфического контактов; 12 - граница одновозрастных фациальных образований; 13 - разлом; 14 - рудное поле и его номер (1 - Арбагастырское, П - Няндинаникитское, Ш - Балтылахское, 1У - Кюрэчи, У - гора 1500).

иному выводу о форме массива пришел М.И.Копылов (1990 г.) на основе комплексной интерпретации материалов грави- и магниторазведки. По его мнению, западный, северный и восточный контакты интрузива относительно полого погружаются в сторону его геометрического центра, падение южного контакта крутое, близкое к вертикальному. Глубина залегания подошвы массива достигает 3 км в западной и 8 км в центральной его частях. Результаты изучения физических свойств пород позволяют сделать заключение, что положительная аномалия силы тяжести, зафиксированная на левобережье р.Имангра, может быть вызвана более плотными, чем породы анортозитового комплекса, кристаллическими сланцами и гранулитами курультинской серии, поэтому контуры ее и не соответствуют границам Куранахского массива. Таким образом, результаты комплексной интерпретации геофизических данных позволяют предполо-

жить, что Куранахский массив представляет собой фрагмент крупного лополитобразного тела, южная часть которого срезана Имангрским разломом. Эти выводы вполне согласуются с данными геологических наблюдений, согласно которым нижние наиболее меланократовые горизонты расслоенной серии массива вскрываются по периферии его выхода в современном эрозионном срезе, а верхние лейкократовые - в центральной, наиболее глубоко прогнутой части. Обобщенный разрез серии по материалам геологосъемочных и поисковых работ может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

1.Габбро-анортозиты, габбронорит-анортозиты и лейкократовые габбро среднезернистые, нередко полосчатые, чередующиеся с неравномернозернистыми и крупнозернистыми лабрадоритами 1200-1600 м.

2. Андезиниты неравномернозернистые и среднезернистые пепельно-серые, розовые и красные 1700-2000 м.

3. Андезиниты с лабрадором, андезинит-лабрадориты неравномернозернистые розовато-сиреневые и лабрадориты крупнозернистые, часто порфировидные темно-серые до 1500 м.

Всего: 4400-5100 м.

Как в Имангакитском, так и в Куранахском массивах породы, обогащенные темноцветными минералами, приурочены к нижним частям разрезов расслоенных серий, которые нередко описываются как нижние краевые фации. До недавнего времени в состав нижней краевой фации Куранахского массива было принято включать расслоенные габброиды фосфорно-железо-титанового месторождения Бол.Сэйим, расположенного на левом берегу р.Имангра в 18 км от ее устья. Детальными исследованиями установлено [9], что эти габброиды образуют самостоятельное субпластовое тело, залегающее среди плагиогнейсов и кристаллических сланцев курультинской серии, дислоцированное совместно с ними, метаморфизованное в условиях гранулитовой фации и прорванное куранахскими габбро-анортозитами. Эти данные послужили основанием для выделения сэйимских габброидов в самостоятельный интрузивный комплекс, более древний, чем габбро-анортозитовые ассоциации Имангакитского и Куранахского массивов [9,16].

Многими геологами исследовалась проблема соотношений пород краевых фаций анортозитовых массивов с чарнокитоидами [1,5,17,26]. По данным геологосъемочных работ, в рассматриваемом районе гиперстеновые граниты, нередко описываемые как чарнокиты, широко распространены по северной и западной периферии Куранахского массива, где слагают юго-восточное окончание крупного пластинкообразного массива, прослеживающегося из верховьев р.Куранах в северо-западном направлении примерно на 50 км. В бассейне р.Сайбалах они не редко залегают в виде даек среди анортозитов, а в бассейне р.Хани содержат ксенолиты метавулканитов, глиноземистых сланцев и железистых кварцитов верхнеархейской борсалинской серии [5]. Исходя из этих данных, в последних работах [2,5] гиперстеновые граниты верховьев р.Куранах сопоставляются не с раннеархейскими чарнокитами, изофициальными гранулитовому метаморфизму, а с позднеархейскими гранитоидами чародаканского комплекса.

Дайки мелкозернистых габбро, габброноритов, габбро-пегматитов, лейкократовых габбро и пироксенитов, принадлежащие второй фазе анортозитового комплекса, размещаются в Куранахском массиве преимущественно среди пород нижней

краевой фации и контролируются системой концентрических трещин, параллельных линии его контакта с окружающими породами. Часть даек ориентирована в северо-восточном направлении, наиболее крупные из них тяготеют к зоне Имангакитского разлома. К наиболее поздним жильным образованиям, генетически не связанным с породами анортозитовой ассоциации, относятся редкометальные пегматиты, получившие распространение в эндоконтактовой части массива в верховьях р.Куранах.

По петрографическому составу и характеру вторичных преобразований пород Куранахский массив подобен Имангакитскому. Нет различий между ними и в рудной специализации. Аэрогеофизическими, поисковыми и тематическими работами, проведенными геологами производственных объединений "Дальгеология", "Амургеология" и ДВИМСа, в пределах Куранахского массива выявлено семь рудных полей - Арбагастырское, Няндинаникитское, Балтылахское, Кюрэчи, Джелу, Гора 1500м и Водораздельное с комплексным железо-титановым оруденением. Большая часть выявленных рудных зон расположена в северной и западной окраинных частях массива. Они представлены сплошными и гнездово-вкрашенными ильменит-магнетитовыми рудами позднемагматического типа, генетически связанными с породами расслоенной серии, а также рудными габбро и габбро-норитами второй фазы анортозитового комплекса, нередко залегающими среди анортозитов и габбро-анортозитов с рассеянной ильменит-магнетитовой минерализацией. Рудные тела линейно вытянуты параллельно контактам массива, имеют крутое, близкое к вертикальному падение и обычно секут первичную расслоенность массива. Мощность их меняется от нескольких метров до нескольких десятков метров, протяженность - от нескольких десятков и сотен метров до 1-1,5 км.

Иную геологическую позицию имеет рудное поле Кюрачи, расположенное в центральной части Куранахского массива. Здесь выделены три рудные зоны - Северная, Центральная и Правобережная, имеющие субширотное или северо-западное простирание и представленные сплошными, прожилково-вкрашенными и вкрашенными рудами в габбро-пегматитах и габбро. Мощность рудных тел меняется от 0,5-5 до 100 м при протяженности от 20-30 до 250 м.

Повышенные содержания апатита зафиксированы в ильменит-магнетитовых рудах участков Кюрэчи и Балтылах, где содержания P_2O_5 иногда достигают 8-12%. Средние содержания P_2O_5 в наиболее богатых апатитом рудных телах участка Кюрэчи не поднимаются выше 1,8-2,19%.

Таблица 4. Средние составы наиболее распространенных типов пород Имангакитского и Куранахского массивов, масс. %

Компоненты	Имангакитский массив Расслоенная серия									Жильная серия	Куранахский массив Расслоенная серия							Жильная серия
	ГА _и	A _и	A _и Л	Л	ГА	ГС	И	ЭН.Э	C _{ср.}		ГА	A _и	A _и Л	Л	A _и	C _{ср.}	ГН	
SiO ₂	52.90	53.61	54.54	54.07	52.45	54.02	53.40	66.32	54.92	50.30	53.22	57.95	53.67	53.62	53.83	54.86	48.81	
TiO ₂	0.17	0.32	0.14	0.16	0.47	1.07	0.38	0.38	0.19	0.90	0.54	0.27	0.28	0.35	0.53	0.39	1.86	
Al ₂ O ₃	23.69	25.09	25.93	26.48	24.76	20.75	24.03	16.59	25.14	15.02	22.98	22.55	25.47	25.71	23.07	23.78	13.99	
Fe ₂ O ₃	1.24	0.95	0.82	0.73	1.26	1.72	1.19	1.16	0.94	1.09	1.94	1.05	0.80	0.83	1.45	1.19	5.20	
FeO	3.34	2.61	1.57	1.68	3.52	6.10	3.53	3.14	1.82	9.48	2.82	1.19	1.32	1.70	2.13	1.76	9.45	
MnO	0.07	0.05	0.03	0.03	0.06	0.10	0.06	0.06	0.03	0.21	0.07	0.05	0.19	0.03	0.05	0.07	0.21	
MgO	3.24	1.09	1.03	0.86	2.07	3.18	1.99	1.52	0.99	8.26	2.59	1.17	1.62	1.09	1.57	1.51	5.50	
CaO	9.18	10.39	9.87	10.33	10.08	9.20	9.67	5.30	9.88	11.17	8.67	7.26	9.16	9.70	8.10	8.41	8.52	
Na ₂ O	4.56	4.71	4.98	4.62	4.33	4.05	4.66	4.02	4.72	1.90	4.66	6.23	5.12	4.82	5.03	5.29	2.75	
K ₂ O	0.63	0.62	0.55	0.58	0.42	0.45	0.59	0.75	0.57	0.20	0.66	0.84	0.60	0.56	1.14	0.79	0.56	
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.05	0.03	0.05	0.08	0.10	0.13	0.07	0.10	0.07	0.11	0.05	0.07	0.23	0.13	0.40	
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13	—	—	0.17	—	—	
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.64	0.26	0.32	0.26	1.18	—	0.91	
ппн	0.18	0.35	0.37	—	—	—	—	—	0.51	1.30	—	—	—	—	—	—	—	
Na ₂ O + K ₂ O	5.19	5.33	5.53	5.20	4.80	4.50	5.25	4.77	5.29	2.10	5.32	7.07	5.72	5.38	6.17	5.33	3.31	
n	4	11	9	18	9	2	3	4	60	5	8	10	5	10	8	41	11	
al'									6.7						5.3			
A	38.1	40.8	41.3	42.0	39.6	34.5	38.9	26.7	40.3	28.3	37.0	36.9	40.4	40.8	37.3	38.3	25.8	
S	44.8	48.6	50.9	50.6	45.0	39.9	46.3	60	50.7	30.4	45.3	54.2	49.5	49.6	48.1	49.9	26.6	

Примечание. ГН - габбро-нориты, ГС - габбро соссюритизированные, ГА - габбро-анортозиты, ГА_и - габбро-андезиниты, А_и - андезиниты, А_иЛ - андезинит-лабрадориты, Л - лабрадориты, А_и - анортозиты соссюритизированные, И - иотуниты, ЭН.Э - эдербиты, эндербит-иотуниты, С_{ср.} - средневзвешенное содержание в массиве, п - количество анализов. Имангакитский массив - по материалам И.А. Томбасова, 1985 г. и автора, Куранахский массив - по материалам З.П. Козака и др., 1990 г. и автора. al' = $\frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ A = Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O; S = SiO₂ - (Fe₂O₃ + FeO + MgO + MnO + TiO₂)

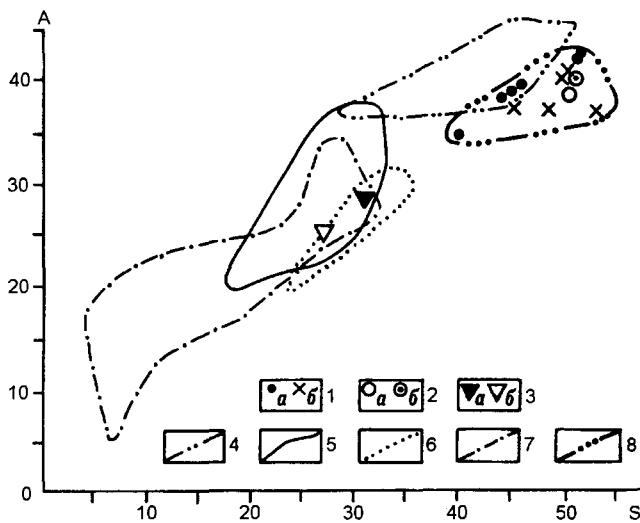


Рис.6. Диаграмма химических составов пород Имангакитского и Куранахского массивов и главных видов основных plutонических пород нормального ряда в координатах А и S.

1-3 - точки составов пород Имангакитского (а) и Куранахского (б) массивов: 1 - средние арифметические составы пород расслоенных серий, 2 - средневзвешенные составы расслоенных серий, 3 - средние арифметические составы пород жильных серий; 4-7 - поля статистического распределения составов главных видов основных plutонических пород по [8]: 4 - битовнититы и лабрадориты, 5 - габбро, 6 - нориты, 7 - пироксениты; 8 - поле составов пород расслоенных серий Имангакитского и Куранахского массивов.

За пределами указанных выше рудных полей известно около двух десятков пунктов с апатит-ильменит-магнетитовой минерализацией, связанных с габбро, габброноритами и пироксенитами второй фазы анортозитового комплекса. Химическим анализом нескольких проб установлено от 0,94% до 2,54% P_2O_5 .

Таким образом, Имангакитский и Куранахский массивы являются представителями умеренно-дифференцированных (груборасслоенных) габбронортозитовых тел автономного типа, подвергшимися тектоническим и метаморфическим преобразованиям. Присутствие в породах этих массивов ксенолитов вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов курультинской серии [12,26], признаков магматической расслоенности о магматических (в т.ч. кумулятивных) структурах свидетельствует и магматическом происхождении габбронортозитовой ассоциации. Для приближенной оценки состава родоначальной магмы могут быть использованы результаты статистической обработки петрохимических данных (табл.4, рис.6). Анализ их показывает, что поля распределения составов пород расслоенных серий рассматриваемых массивов не-

сколько смещены относительно поля битовнититов и лабрадоритов по [10] в сторону возрастания значения $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + MnO + TiO_2)$, что может быть связано с высокотемпературными автометаморфическими преобразованиями пород этих серий, выразившимися в замещении лабрадора андезином [2,17,26], и проявлением диафтореза. Средневзвешенные составы расслоенных серий обоих массивов соответствуют составам высокоглиноземистых андезибазальтов. По содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей они наиболее близки средневзвешенному составу Сехтагского анортозитового массива [16]. Фигуративные точки составов габброноритов жильных серий массивов располагаются в области взаимного перекрытия полей габбро и норитов.

Габброиды расслоенной и жильной серий Имангакитского и Куранахского массивов являются благоприятной средой для локализации железо-титановых руд с убогой апатитовой минерализацией. Из этих руд наряду с магнетитовыми и ильменитовыми по современным технологическим схемам могут быть получены высококачественные апатитовые концентраты, пригодные для использования в туковой промышленности. Следовательно, при планировании работ по геологическому изучению объектов с железо-титановым оруденением, перспективных для промышленного освоения, следует предусматривать соответствующие объемы работ для изучения и оценки ресурсов сопутствующей апатитовой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива//Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С.85-99.
- Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Михалевский А.Н. Флюидные включения в габбро-анортозитах и чарнокитоидах Каларского массива// Тихоокеан. геология, 1995. Т.14, № 6. С.98-102.
- Быховер В.И., Лаврович Н.Н. Новые данные о Каларском массиве анортозитов (Восточная Сибирь)//Изв. АН СССР, сер.геол. 1980. № 2. С.17-24.
- Виноградов В.Н., Лейтис А.М., Буякайте М.И. и др. Rb-Sr система в породах Олекмо-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления// Докл. АН СССР. 1986. Т.237, № 2. С.455-459.
- Волосович Н.Н. Геологическое положение каларских габбро-мангеритов// Геология, магматизм и оруденение Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С.60-67.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза// Геотектоника. 1993, № 3. С.69-81.
- Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Л.: Наука, 1989. 260 с.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р. и др.

- Глубинное строение Каларского габбро-анортозитового массива по гравиметрическим данным// Изв. АН СССР, сер. Геол., 1988, № 4. С.130-133.
9. Карсаков Л.П., Михалевский А.Н. О возрасте сэйимских габбродиоритов в Каларском габбро-анортозитовом массиве// Докл. АН СССР, 1990, Т.315, № 2. С.449-452.
- 10.Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1981. 160 с.
- 11.Кушнаренко Ю.С., Остапенко В.В., Панских Е.А. Вещественный состав и технологические свойства комплексных апатитовых руд Джугджурского массива// Экспресс-информация "Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых". М.: ВИЭМС, 1980, вып.1. 20 с.
- 12.Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортозитовая формация// Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. С.218-228.
- 13.Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. и др. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура// Докл. АН СССР, 1992, Т.323, № 3. С.514-518.
- 14.Панских Е.А. Геология и минерагения автономных анортозитовых ассоциаций Восточно-Азиатского пояса// Геология и минерагения анортозитовых ассоциаций. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С.41-59.
- 15.Прияткина Л.А., Лаврович Н.Н. Геология и возраст Каларского габбро-анортозитового массива// Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С.144-162.
- 16.Роганов Г.В., Карсаков Л.П. Апатитоносность раннего докембрая Алдано-Станового щита. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1991. 96 с.
- 17.Суханов М.К. Анортозитовая ассоциация Каларского массива (Алданский щит)// Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С.86-111.
- 18.Суханов М.К. , Журавлев Д.З. Sm-Nd - датирование докембрийских анортозитов Джугджура// Докл. АН СССР. 1989. Т.303, № 4. С.964-968.
- 19.Суханов М.К., Ленников А.М., Журавлев Д.З. Sm-Nd - радиологическое датирование Верхнеундыканского массива автономных анортозитов// Докл. АН СССР, 1991. Т.320, № 1. С.187-191.
- 20.Суханов М.К., Панских Е.А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье)// Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С.298-308.
- 21.Суханов М.К., Сумин Л.В., Богданова Н.Г. Возраст анортозитовых комплексов Сибирской платформы по результатам термоизохронного радиологического исследования// Геология и минерагения анортозитовых ассоциаций. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С.72-78.
- 22.Томбасов И.А. Каларский анортозитовый массив - представитель горизонтально расслоенной магматической серии// Новые данные по геологии Забайкалья. М., 1986. С.17-24.
- 23.Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966. 156 с.
- 24.Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков Ф.И. К геохронологии юга Сибирской платформы// Изв. АН СССР, сер-геол. 1965. № 1. С.21-36.
- 25.Хотин М.Ю., Суханов М.К. Гранулиты и анортозиты контактовой зоны Геранского массива Станового хребта (к проблеме генезиса автономных анортозитов)// Изв. АН СССР, сер-геол. 1984. № 4. С.50-64.
- 26.Шарков Е.В. Каларский анортозит-магнетитовый комплекс в Восточной Сибири// Геология и геофизика, 1981. № 5. С.80-88.
27. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. 309 с.

Поступила в редакцию 21 января 1997 г.

Рекомендована к печати Карсаковым Л.П.

G. V. Roganov

Ore potential of the Imangakitsky and Kuranakhsky anorthosite massifs

The Imangakitsky and Kuranakhsky massifs are the characteristic representatives of moderately differentiated autonomous anorthosite plutons of the Early Precambrian stage of the Earth evolution. The lower levels of the sections of their layered series are formed mainly of gabbro and gabbro-anorthosites, and are overlain by andenites, labradorites, jortunites and enderbite-jortunites. Vein series are represented by fine-grained gabbro and gabbro-norites, rare andesinites, quartz andesinites, pyroxenites and peridotites. The Imangakitsky massif is of plate form, north-westwardly submerging at angles of 12-25°. The Kuranakhsky massif is, probably, a fragment of a large lopolite, whose southern part is truncated by the Imangrsky fault. The weighted average chemical composition of the massifs' layered series correspond to high-alumina andesite-basalts. P-Fe-Ti mineralization of early- and post-magmatic types is associated with the gabbro-norites and norites of the layered and vein series. The ores of the early magmatic stage are predominantly impregnated and banded. Among the ores of the post-magmatic stage there are massive, streaky-impregnated and nesty-impregnated ores. The specific features of distribution, substance composition and technological properties of the ores of each type were considered.

XI МЕЖДУНАРОДНОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ГЕОЛОГИИ РОССЫПЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Н.А.Шило, Н.Г. Патык-Кара, Е.М.Камишилина

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

Научный совет по проблемам рудообразования и металлогении (ранее Комиссия по «Закономерностям размещения полезных ископаемых в земной коре», впоследствии «Научный совет по рудообразованию») регулярно проводил Всесоюзные совещания, посвященные различным аспектам тематики по рудообразованию (металлогенические совещания, совещания по барогеохимии, по россыпям полезных ископаемых, по месторождениям кор выветривания, по метасоматизму и др.).

В данном сообщении мы хотим привлечь внимание читателей к прошедшему в сентябре 1997г.(15-19 сентября, г. Дубна) XI Международному совещанию по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Это второе совещание, тематически объединившее тесно связанные генетически, экзогенные рудные формации - россыпи и месторождения кор выветривания.

Непосредственными организаторами совещания явились Совет по проблемам рудообразования и металлогении РАН (председатель академик Н.А. Шило), Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Международный университет природы, общества и человека «Дубна». Кроме того, в подготовке совещания активно участвовали Центральный научно-исследовательский институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (БИМС), Всероссийский научно-исследовательский институт геологических, геофизических и геохимических систем (ВНИИГеосистем), Центральный региональный геологический центр (ЦРГЦ), Российская Академия естественных наук (РАЕН), Комиссия по изучению четвертичного периода, АО Geoxplorers International Inc. и другие организации. Совещание проводилось под эгидой Российской Академии наук. Министерства природных ресурсов РФ и Ассоциации по генезису рудных месторождений (IAGOD).

На совещании присутствовало свыше 200 участников, в том числе из четырех стран СНГ (Украина, Беларусь, Казахстан, Киргизстан) и зарубежных стран (США – 4 участника, Канада – 2, Франция – 1, Бразилия – 1, Алжир – 1 и др.). Несмотря на трудно-

сти современной коммуникации, на него съехались также представители из «далеких» городов Сибири и Дальнего Востока (Петропавловск-Камчатский, Якутск, Благовещенск, Иркутск, Томск, Алдан, Красноярск, Мирный и др.), что в значительной мере свидетельствует о научном и практическом интересе к обсуждаемым на совещании проблемам. Среди участников совещания присутствовали учёные из институтов РАН и других ведомств, а также производственных организаций Министерства природных ресурсов РФ, различных акционерных обществ открытого и закрытого типов, частных компаний и др.

На совещании обсуждались проблемы условий формирования и эволюции месторождений россыпей и кор выветривания, новых и уже известных промышленных и потенциально-промышленных типов месторождений, технология их оценки и освоения. Кроме двух пленарных заседаний доклады обсуждались на шести секциях: (S-1) Условия формирования и эволюция главных промышленных типов россыпей и месторождений кор выветривания; (S-2) Новые промышленные типы, районы и месторождения кор выветривания; (S-3,4) Новые технологии оценки и освоения россыпей и месторождений кор выветривания, экологические последствия, техногенные месторождения; (S-5) Мелкое и тонкое золото; (S-6) Минералогия россыпей и месторождения кор выветривания (S-5,6). Проводились также заседания четырех рабочих групп.

Из пленарных докладов отметим содержательный доклад коллектива авторов ЦНИГРИ (докладчик акад. РАН А.И. Кривцов), представившего аудитории комплект карт об экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации. На основной карте масштаба 1:25000000 учетом современных формационных основ впервые проведено металлогеническое районирование с выделением зон эндогенной и экзогенной золото- и платиноносности. Более чем 300 объектов охарактеризованы также по типоморфным особенностям самородного золота и платиноидов. Входящая в комплект материалов «Карта золотороссыпных зон» (м-б 1:5000000) содержала данные, характеризующие вклад отдельных районов РФ в запасы, ресурсы и добычу россыпного

золота. На «Прогнозной карте россыпной золотоносности РФ» (м-б 1:5000000) приведено районирование территории России по коренной и россыпной золотоносности России. Для развития минерально-сырьевой базы очень важна также «Карта районирования РФ по геоэкологическим условиям освоения россыпей».

Условиям формирования крупных и суперкрупных россыпей был посвящен доклад Н.Г.Патык-Кара (ИГЕМ РАН), в котором было отмечено, что такие россыпи могут возникать при оптимальном сочетании определенных факторов, контролирующих концентрацию рудного вещества. Для россыпей ближнего сноса такими факторами являются унаследованное развитие системы «коренной источник - форма коллектора», определяющей стабильные условия подпитки россыпи на протяжении длительного времени и участие промежуточных коллекторов, длительный возрастной диапазон формирования россыпей (10-15 млн лет и более); тесная пространственная совместность формы коллектора и коренного источника, приуроченность россыпей к локальным структурно-денудационным «ловушкам» – долинам унаследованного развития, тектоническим уступам приразломных впадин или эрозионно-карстовым депрессиям. Охарактеризованы также необходимые условия для формирования крупнейших россыпей дальнего переноса.

Большинство докладов совещания освещало вопросы, связанные с образованием, минерагенией и размещением в основном золотых месторождений и проявлений, существующих и прогнозируемых. Состоянию минерально-сырьевой базы россыпного золота России был посвящен доклад Б.И.Беневольского (ЦНИГРИ), который указал на «обвальное», по выражению автора доклада, сокращение добычи золота и геологоразведочных работ, связанное с истощением минерально-сырьевой базы, ухудшением качественных показателей запасов, неудовлетворительным финансово-экономическим и организационно-структурным состоянием и другими факторами. По мнению докладчика, для выхода минерально-сырьевой базы россыпного золота из кризисного состояния в XXI веке необходимо усиление геологоразведочных работ в районах с активной ресурсной базой, отработка техногенных россыпей, а также поиски и освоение объектов с тонким золотом в известных и новых районах. Здесь, пожалуй, логично отметить выступление В.И.Таракановского (рабочая группа W-1) по проблемам старательского движения в России, а также доклады, освещающие опыт освоения золотоносных площадей зарубежными исследователями и работы российских геологов за рубежом.

По алмазоносным россыпям значительное количество пленарных и стеновых докладов касалось Сибирской платформы. На пленарном заседании

был заслушан доклад коллектива авторов (ЯНИИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»), осветивший районирование россыпей Сибирской платформы по типоморфным особенностям алмазов. Авторы выделяют в пределах платформы четыре алмазоносных субпровинции: Тунгусскую, Лена-Анобарскую, Центрально-Сибирскую и Алданскую, отличающиеся по типоморфизму алмазов. Например, в россыпях Центрально-Сибирской провинции преобладают алмазы октаэдрического и ромбододкаэдрического габитусов, при различном их соотношении в различных районах провинции. По мнению авторов, в этой провинции более распространены россыпи ближнего сноса, и она наиболее перспективна для поисков новых кимберлитовых трубок.

Пленарный доклад А.Д. Савко с соавторами был посвящен Русской платформе. В нем акцентировалось внимание на континентальные перерывы в фанерозое с образованием зрелых кор выветривания, которые можно рассматривать в качестве россыпебобразующих формаций. К таким перерывам относятся различного ранга и продолжительности глобальные, отвечающие тектоническим событиям планетарного характера, межформационные, внутриформационные и местные (локальные). Межформационные и внутриформационные перерывы и связанные с ними коры выветривания и коррелятные осадки могут являться моделью для изучения гипергенных месторождений. Именно к перерывам этих двух рангов на Русской платформе (раннепалеозойскому, позднегиветско-раннефранскому, ранне-каменноугольному и олигоцен-миоценовому) приурочены наиболее значительные россыпи, связанные с корами выветривания (на Тимане, в пределах Воронежской антеклизы, на Украине, Беларуси, Поволжье и др.).

Основные доклады и сообщения заслушивались в рамках секций и рабочих групп. В докладе Ю.Ю. Бугельского с соавторами (ИГЕМ РАН) было показано, что хотя никелевые и бокситовые месторождения имеют экзогенное происхождение, авторы не отрицают гипотезы их частичной эндогенной природы. Интересные результаты продемонстрировал В.Г.Лазаренко с соавторами (СпбГИ) по никеленосным корам химического выветривания с повышенным содержанием платиноидов на примере Сахаринского и Елизаветинского месторождений Урала. S.M.B.de Oliveira (Университет Сан Пауло) изложила богатый материал по редкометалльным корам выветривания, связанным с карбонатитовым комплексом Центральной Бразилии (месторождение Каталао). По данным В.Н.Новикова и А.Д. Слукина (ИГЕМ РАН), месторождения редких земель в латеритах как по карбонатитовым массивам, так и в латеритах иного происхождения могут рассматриваться как потенциально-промышленный тип редких земель (например, район Чадобецкого поднятия). С бокситами, переотло-

женными в карстовые полости, могут быть связаны редкометалльные россыпи. Например, такие продукты переотложения обнаружены на Среднем Тимане (сообщение В.В. Архангельской, БИМС).

В серии докладов освещались вопросы формирования экзогенной золотоносности как по "старым" золотоносным территориям северных территорий таким, как Клондайк и бассейн р. Юкон (W. Lebarge, A. Duk-Radian), Урал (А.Г. Баранников и И.З. Шуб, К.П. Савельева), Южная Сибирь (Н.А. Росляков, Г.В. Нестеренко, А.Г. Шаров с соавторами и др.), так и по районам и провинциям, приуроченным к областям тропического климата в Экваториальной и Южной Африке и в Южной Америке - в Венесуэле, Боливии и др. (А.Е. Наталенко и др., J. Krason и др.).

Особое место в тематике совещания принадлежало докладам, характеризующим месторождения тонкого и мелкого золота в россыпях и корах выветривания, причем они обсуждались на многих секциях и рабочих группах. Наиболее полное обсуждение этой проблемы нашло отражение в докладе Н.М. Риндзюнской и Е.В. Матвеевой, которые считают, что в XXI веке основной может стать добыча золота из экзогенных источников при разработке новых рентабельных технологий. Ими выделяются наиболее перспективные типы таких месторождений: коры выветривания с глинистыми рудами, аллювиальные россыпи, гетерогенные высокоглинистые толщи, приуроченные к депрессионным зонам и тектоническим впадинам, россыпи пролювиальных шлейфов и континентальных делт, морские и прибрежно-морские россыпи, техногенные образования.

За последнее время заметно усилилось изучение кор выветривания и россыпной золотоносности Европейской части Русской платформы. Оно нашло отражение в целой серии докладов (А.Д. Савко и Л.Т. Шевырев, А.А. Сапрыкин с соавторами и др.). Обсуждалась также проблема попутного извлечения золота из флювиогляциальных песчано-гравийных отложений (Ю.Г. Сафонов с соавторами - на примере Хромцовского ГОКа, К.В. Яблоков и А.В. Лушаков - на примере Вяземского ГОКа и др.).

Вообще, следует отметить, что проблеме техногенных россыпей, в первую очередь золотоносных, а также хвостов обогатительных ГОКов был посвящен целый блок докладов. Эти образования рассматривались многими докладчиками, например В.А. Наумовым и О.Б. Наумовой (Пермский ГУ), как самостоятельный тип месторождений со свойственными им чертами строения и состава. Они подвержены закономерной механической дифференциации кластогенного золота, физико-химическим и биологическим процессам, преобразованию и формированию концентраций новообразованного золота.

В серии сообщений по алмазам был предложен новый материал, характеризующий коры выветривания кимберлитов и закономерности формирования алмазоносных россыпей Сибирской платформы (доклады Н.Н. Зинчука с соавторами). До сих пор не известны коренные источники древнейших алмазных россыпей Урала, и местные геологи по этому вопросу придерживаются разных точек зрения. В последнее время эта проблема стала интересовать многие коллективы геологов (из Москвы, Санкт-Петербурга и др.). Остается ждать результатов.

Следующая группа докладов была посвящена титано-циркониевым россыпям. В докладе Л.З. Быховского и Л.Б. Зубкова (БИМС, Гиредмет) был проведен анализ комплексной оценки и освоения титано-циркониевых месторождений осадочного чехла платформ, составляющих основу сырьевой базы России на эти металлы. Авторами была показана необходимость комплексного изучения основных и попутных полезных компонентов (как минералов, так и элементов-примесей рудных концентратов) и совместно залегающих полезных ископаемых (вскрышных и вмещающих пород, хвостов обогащения). Комплексное использование месторождений способствует экологизации недропользования. Е.А. Grozs с соавторами (Геологическая служба США, Би-Эйч-Пи) на примере титановой провинции восточного побережья Северной Америки охарактеризовали региональные закономерности размещения и геолого-экономические вопросы освоения комплексных титаноносных россыпей.

В докладах сибирских геологов были освещены значительные перспективы Западно-Сибирской плиты на ильменит-циркониевые россыпи, возросшие в связи с открытием крупного Георгиевского месторождения в Томской области и ряда более мелких проявлений (сообщение В.А. Даргевич с соавторами). В пределах Украины (доклад Л.В. Бочая с соавторами) выделяется наиболее перспективный «малышевский» тип промышленных циркон-рутил-ильменитовых месторождений, на базе которых работает Вольногорский государственный горно-металлургический комбинат. Более ограничены перспективы ильменитовых аллювиальных, аллювиально-делювиальных россыпей раннемелового, палеоген-неогенового и четвертичного возраста, уже в значительной мере отработанных Иршинским ГОКом.

По Крайнему Северу, Северо-Востоку и Дальнему Востоку России было представлено несколько докладов - все они в основном были посвящены золотоносным и платинометалльным россыпям. Как известно, Дальний Восток в настоящее время является главным поставщиком золота, причем наряду с государственными организациями добывающей золота из россыпей занимаются старательские артели и от-

дельные старатели, которые вносят в настоящее время значительный вклад в добычу. Последние сейчас особенно характерны для Магаданского региона.

А.Г. Мочалов (ИГЕМ РАН) представил обобщающий доклад о россыпебразующих платинометаллических формациях, в основу которого им положен минерало-геохимический принцип, отражающий как вещественное содержание полезного компонента, так и информационный тип россыпебразующего коренного источника. В докладе Г.Ю. Боярко охарактеризовано золото-платиновое месторождение Имагли (Якутия), в котором золото является попутным компонентом, составляя не более 5% товарной продукции шлиховой платины. В докладе Н.С. Малича (ВНИИОкеангеология) и Т.Ауге (BRGM, Франция) обоснована связь клинопироксенит-дунистового Гулинского массива с иридиево-осмиеевой россыпью. Россыпи осмия этого массива могут быть отнесены к разряду уникальных объектов мирового уровня. Нельзя не отметить значительные разведочные работы, которые ведутся на Корякском нагорье, где выявлен новый крупный платиноносный россыпной район - Олюторская зона, которая сопоставима по своим ресурсам с Юго-Западной Аляской и Платиновым поясом Урала (доклад Н.Т. Ворогушина с соавторами, АО «Корякгэодобыча»).

Доклады канадских ученых по уникальным золотоносным россыпям Клондайка и р.Юкон показали, что эти объекты по своей эволюции во многом сходны с россыпями Колымского района и Восточной Сибири - их формирование в значительной степени связано с перестройкой долинной сети под влиянием четвертичного оледенения.

Во время работы Совещания проходила трехдневная Выставка «Современные технологии оценки и разработки россыпей и месторождений кор выветривания», в которой приняло участие 25 фирм, производственных и научно-исследовательских организаций. Многие экспозиции выставки весьма актуальны для настоящего времени. Например, стенды «INTERTECH Corporation», «СЕТСО», ОАО «Грант», АО «Конверзолото», ЦНИГРИ, НИЦ «Золотые технологии» продемонстрировали технологические возможности добычи мелкого и тонкого золота. Весьма интересным был стенд Союза старателей России. Широко были представлены экспозиции изделий из камня, привлекшие большое число посетителей.

Совещание завершилось общей дискуссией с активным участием зарубежных ученых, отметившей обширную информацию, которая имела место

на совещании. Высказывалось также мнение, что в последнее время преобладают исследования более практического характера и это безусловно неправильно, так как без теоретической основы не может быть надежной практики. Было принято предложение представителей Воронежского государственного университета о проведении следующего совещания по этой тематике в 2000 году в г. Воронеже.

Совещание дополняли три полевые экскурсии: две предконгрессные и одна послеконгрессная. Первая экскурсия ознакомила участников совещания с миоценовыми и четвертичными золото-платиновыми россыпями Среднего Урала-Невьянского и Висимского рудных узлов (россыпи Александровского лога и др.) (руководитель проф. А.Г. Баранников и его коллеги из Уралгеолкома и Института геологии УрО РАН). Вторая экскурсия состоялась на аллювиальную, вновь открытую россыпь золота в бассейне р. Ветлуги (притока Волги). Послеконгрессная экскурсия в Смоленскую область познакомила участников с попутным извлечением золота из месторождений песчано-гравийных строительных материалов, связанных с водно-ледниковыми отложениями московского оледенения, отрабатываемых Вяземским Током.

К совещанию были опубликованы следующие материалы:

Монография «Россыпные месторождения России и других стран СНГ», коллектив авторов под редакцией академика РАН Н.П. Лаверова и доктора геол.-мин. наук Н.-Г. Патык-Кара. М.: Научный мир, 1997. 479с.

«Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения» Тезисы докладов XI совещания. М.: ИГЕМ РАН, 1997. 273 с. (на русском и английском языках). Путеводители полевых экскурсий:

- Золото-платиновые россыпи Среднего Урала (на русском и английском языках). М.: ИГЕМ РАН, 1997.14 с. (на русском и английском языках).
 - Первая аллювиальная россыпь золота ледниковой области центра Русской равнины (Костромская область). М.: ИГЕМ РАН, 1997.16 с.
 - Золотоносность четвертичных отложений Московской и Смоленской областей М.: ИГЕМ РАН, 1997.19 с.
- Каталог выставки «Современные технологии оценки и разработки россыпей и месторождений кор выветривания». М.: ИГЕМ РАН. 31 с.
- Лица, заинтересованные в этих материалах, могут обратиться по адресу: Москва 109017, Старомонетный пер. 35, ИГЕМ РАН, группа россыпей, тел. (095)-230-84-27, e-mail pkara@igem.msk.su, или в Совет по проблемам рудообразования и металлогенеза, тел. (095)-230-84-42, факс (095)230-21-79.*

АННОТАЦИЯ
на цикл научных работ в области литологии

доктора геолого-минералогических наук, профессора геологического ф-та МГУ,
заслуженного профессора МГУ, действительного члена РАЕН В.Т.Фролова,
представленного на соискание премии имени М.В.Ломоносова

В.Т.Фролов является крупнейшим ученым литологии широкого профиля и ведущим педагогом по литологии. Его научные работы в областях литологии, стратиграфии, палеогеографии и методологии геологических наук внесли большой вклад в разработку теоретических проблем литологии и геологии. Работы В.Т.Фролова отличаются широтой исследований как по темам, так и по региональным изысканиям: им изучались осадки и осадочные породы от архея до нашего времени практически на всех континентах, во многих акваториях и на побережьях всех океанов. Глобальность и универсальность в его работах сочетается с глубиной исследования (построения эволюционных рядов и разработки новых методов и подходов).

В.Т.Фроловым опубликовано свыше 200 работ (за последние 5 лет свыше 20 статей и тезисов докладов), включая 8 книг и монографических работ, начиная с 1963 г. Последние из них - трехтомная монография "Литология" (МГУ, 1992-95 гг.) и коллективная монография "Классификация осадочных пород" (СПб, 1998 г.). В.Т.Фролов был ответственным редактором 6 книг в издательстве "Мир" и 5 книг в издательствах "Наука" и "Недра", включая 2 философские. Им опубликовано основное руководство по лабораторным занятиям по "Литологии" (1964 г.). Все его монографии служат прекрасными пособиями для студентов и аспирантов.

В научных работах В.Т.Фролова нашли отражение и впервые изложены разработки нового, современного понимания геоформаций и основы новой науки - формациологии, разработка учения о подводном выветривании и о глобальности выветривания вообще и учения о генетических типах морских отложений. Много нового и оригинального им внесено в учение о цикличности осадочных и вообще геологических процессов, в понимание глобальной эволюции литогенеза, в методы литогенетических, палеогеографических и историко-геологических исследований, в разработку методологических проблем геологии и классификаций пород, генотипов, циклитов и формаций.

Монография "Литология" в 3-х томах (Изд-во МГУ, 1992-95 гг., общий объем 82 печ.л.), наиболее поздняя - первое полное монографическое исследование и системное описание основных проблем науки об осадочных породах и их главных, формационнообразующих групп. В томе 1 рассматриваются современные теоретические основы литологии: определяющие понятия и классификации; методология изучения; особенности строения и формирования экзолитов; история развития литологических идей. Начато системное и подробное описание типов осадочных пород по группам, которое продолжено и завершено в томе 2. В томе 3 литолого-генетический синтез; рассмотрены вопросы эволюции литогенеза Земли. Разбираются основы учения о подводном выветривании, циклического анализа, систематизация принципов и методов учения о формациях и палеогеографии. Приводится генетическая типизация осадочных отложений (с применением авторских разработок), изложена теория формациологии. Данная монография представляет собой оригинальный и уникальный труд, ничего сопоставимого ни в России, ни за рубежом пока не опубликовано, широко используется научными работниками и практиками, по дидактическим подходам и положениям является необходимым учебным пособием для студентов и аспирантов.

Редколлегия журнала "Тихоокеанская геология"

Научный редактор Войнова И.П., Бердников Н.В.
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 № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 4.06.98 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.15,8. Усл.-изд.л.14
Тираж 200 экз. Заказ 15.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

(Адрес подписчика)
