

Том 17, номер 6
ISSN 0207- 4028

Ноябрь-Декабрь 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 17 № 6 1998 Ноябрь-Декабрь

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, Л.И. Попеко, К.Ф. Сергеев, В.И. Сухов,
А.И. Ханчук, М.Хэлбути (США), Чень Гоода (КНР), Н.А. Шило

Редакционный совет

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

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

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

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol.17 № 6 1998 November-December

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

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

Editorial Board

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

Editorial Council

V. A. Buryak, M. Cecile (Canada), Yu. A. Vashchilov, K. Crook (Australia),
Ki-Hong Chang (Korea), V. N. Gagaev, D. Grybeck (USA), M. L. Krasny, J. Krason (USA),
Liu Guangding (PRC), T. Nozava (Japan), H. Okada (Japan), A. Pantelev (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

Магматизм, геодинамика и минерагения

<i>С.В.Высоцкий, Г.И.Говоров, И.В.Кемкин, В.И.Сатин.</i> Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса	3
<i>И.А.Тарарин, Д.У.Ли, Дж.Г.Джонг.</i> Офиолитовые покровы о.Карагинского (Восточная Камчатка) и особенности метаморфизма в их подошве	16
<i>В.Ю.Фридовский.</i> Структуры раннеколлизионных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса	26

Стратиграфия и седиментология

<i>Б.И.Павлюткин.</i> К вопросу о возрасте суйфунской свиты (Южное Приморье)	37
<i>Э.Л.Школьник, Е.А.Жегалло.</i> О фосфатных песчаниках и алевролитах нутовской свиты севера о.Сахалин	46
<i>Д.И.Агапитов, Л.И.Митрофанова.</i> Стратиграфия палеогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка)	53

Минералогия и геохимия

<i>Л.Г.Филимонова.</i> Акцессорные Са-амфиболы риолитов Дальнего Востока и их роль в петрогенезисе магм S - типа	61
<i>В.В.Велицкий, А.Л.Павлова.</i> Физико-химический анализ влияния флюида на процессы серпентинизации ультраосновных пород и дегидратации серпентинитов	68
<i>А.Ю.Антонов.</i> Геохимия позднемезозойских вулканических образований южного ограничения Алданского щита (Становой хребет)	79

Геофизика

<i>А.В.Викулин, Г.А.Иванчин.</i> Ротационная модель сейсмического процесса	94
<i>М.Н.Лулева.</i> Распространение волн в трещиноватой среде: теория и эксперимент	103
<i>Ю.Ф.Манилов.</i> Оценка эффекта плотностных неоднородностей верхней части коры при глубинных гравиметрических исследованиях (на примере профилей ГСЗ Приамурья)	110
<i>В.И.Исаев, Н.А.Волкова.</i> Оценка нефтегазоносности меловых отложений зоны Центрально-Сахалинского разлома по результатам магматического моделирования	115
Указатель статей опубликованных в журнале за 1998 г.	119

CONTENTS

Magmatism, Geodynamics and Minerageny

- S. V. Vysotskiy, G. I. Govorov, I. V. Kemkin, V. I. Sapin.* The boninite-ophiolite assemblage of east Sakhalin Island: geology and some features of petrogenesis 3
- I. A. Tararin, D. U. Li, J. G. Jong.* Ophiolite covers of Karaginsky Island (East Kamchatka), and the peculiarities of metamorphism at their base 16
- V. Y. Fridovsky.* Structures of Early Collision Gold Ore Deposits of the Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt 26

Stratigraphy and Sedimentology

- B. I. Pavlyutkin.* The age of the Suifun suite (South Primorye) 37
- E. L. Shkolnik, Ye. A. Zhegallo.* Phosphate sandstones and siltstones of the Nutovskaya suite, North of Sakhalin 46
- D. I. Agapitov, L. I. Mitrofanova.* Stratigraphy of Paleogene deposits of the Khatyrsky basin (Chukotka) 53

Mineralogy and Geochemistry

- L. G. Filimonova.* Accessory Ca-amphiboles the Far Eastern rhyolite and its role in petrogenesis of S-type magma 61
- V. V. Velinsky, A. L. Pavlov.* Physical-and-chemical modeling of the processes of ultrabasite serpentinization and serpentinite dehydration by use of fluid 68
- A. Yu. Antonov.* Geochemistry of Late Mesozoic volcanic formations of the Aldan shield southern boundary (Stanovoi range) 79

Geophysics

- A. V. Vikulin, A. G. Ivanchin.* The rotational model of the seismic process 94
- M. N. Luneva.* Wave propagation through a fractured medium: theory and experiment 103
- Yu. F. Manilov.* Evaluation of the effect of density heterogeneities in the upper part of the crust by deep gravimetric studies (as exemplified by deep seismic sounding profiles of Priamurie) 110
- V. I. Isaev, N. A. Volkova.* Evaluation of oil and gas potential of the Cretaceous deposits of the Central Sakhalin fault zone from mathematical modeling results 115

- Index of papers published in the journal in 1998 119

МАГМАТИЗМ, ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ

УДК [551.21+552.3](571.642)

БОНИНИТ-ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА:
ГЕОЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

С. В. Высоцкий, Г. И. Говоров, И. В. Кемкин, В. И. Сапин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В аккреционной призме Восточного Сахалина обнаружена бонинитовая ассоциация позднеюрского-раннемелового возраста, состоящая из лав и расслоенных интрузий. Детальные исследования геологии, минералогии и геохимии доказывают их комагматичность и образование в специфических условиях. Высокая степень восстановленности ранних шпинелей в интрузивных породах и смена окислительных условий на восстановительные в бонинитах являются теми фактами, которые позволяют предположить, что формирование пород бонинитовой ассоциации Сахалина происходило под влиянием восстановленного (водородного) флюида. Дифференциация бонинитового расплава под влиянием восстановленного флюида привела к образованию расслоенных интрузий бонинитовой ассоциации.

ВВЕДЕНИЕ

На острове Сахалин выделяются две структурные зоны, разделенные современной депрессией, выполненной четвертичными осадками. Западная зона сложена толщей терригенных отложений раннемелового-неогенового возраста, представляющей собой осадочную призму палеожелоба [9]. Восточная зона сложена деформированными разновозрастными осадочными, вулканогенными и метаморфическими породами. Предполагается, что она образовалась в результате аккреции разновозрастных океанических и островодужных структур в конце мела - начале палеогена [19]. Наибольшим распространением в ней пользуются фрагменты позднеюрско-раннемеловой океанической коры (офиолиты, палеогайоты) и позднемеловой островной дуги [5, 6, 11, 13, 26]. По крайней мере, часть этих пород была метаморфизована, однако этот метаморфизм проявился в разное время и при разных P-T параметрах [12, 18, 27].

В результате полевых работ, проведенных нами в Восточно-Сахалинских горах и на побережье Охотского моря (рис. 1), в районе мыса Шельтинга были обнаружены бониниты, магнезиальные двупироксеновые андезиты, дациты и их туфы. Эти породы слагают вулканогенно-пирокластическую толщу, которая преддущими исследователями [5, 13] относилась к верхам раkitинской свиты позднемелового (сантон) возраста. На основе предварительных данных изотопных датировок дацитовой пемзы (K/Ar метод, по породе), нами было высказано предположение [7], что возраст пород бонинитовой серии более древний и составляет 100 ± 8 млн лет, что соответствует середине мела (альб-сеноман).

Вулканыты бонинитовой серии ассоциируют с комплексом ультрабазитов и габбро, которые считались либо фрагментом палеоокеанической коры [11], либо расслоенными плутонами [2, 14, 15]. В то же время, ультрабазиты и габбро обогащены ортопироксеном, что характерно для пород, кристаллизовавшихся из бонинитовых расплавов. Детальные исследования, проведенные на мысе Шельтинга, показали, что кристаллические породы и лавы бонинитов комплементарны, т.е. в одном разрезе мы можем наблюдать продукты кристаллизации бонинитовой магмы разных уровней глубинности.

Целью этой статьи является обоснование выделения на Восточном Сахалине специфической бонинит-офиолитовой ассоциации, состоящей из лав и расслоенных интрузий, и реконструкции особенностей их петрогенезиса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Большую часть описываемого района Восточно-Сахалинских гор слагает сложнодислоцированный комплекс пород, объединенных в рымникскую и березовскую серии позднемелового возраста [4, 5]. В рымникской серии В. М. Гранником [5] выделяются две свиты (снизу вверх):

1. Богатинская свита (1600 м) сложена кремнисто-глинисто-пирокластическими породами, кремнистыми туфами и туффитами с прослоями глинистых силицитов и тонкозернистых песчаников. Возраст свиты предположительно коньяк(?) - раннесантонский.

2. Раkitинская свита (1300 м) согласно залегает на богатинской и сложена туфами с линзами и прослоями эффузивов, разноцветных яшм, известняков,

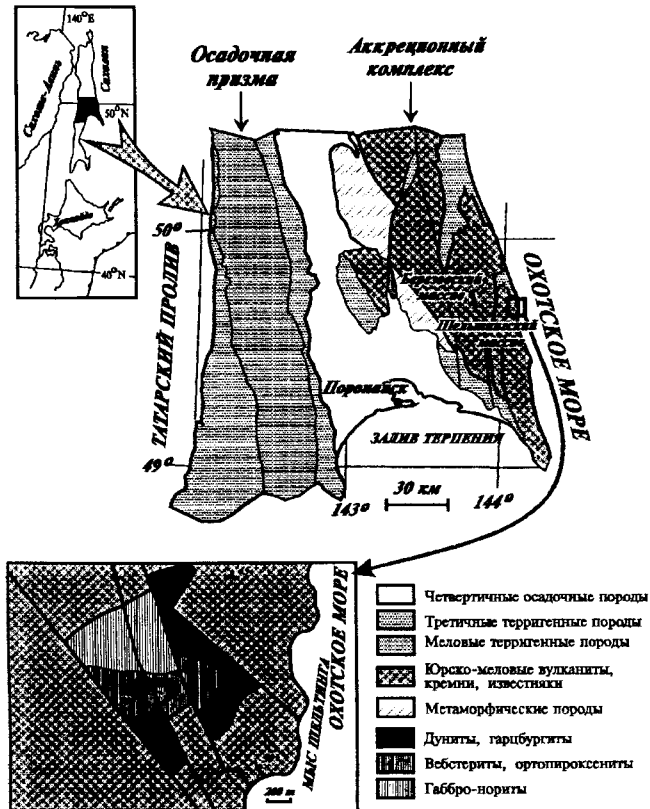


Рис. 1. Геологические схемы центральной части Сахалина и Шельтингского массива.

кремнисто-глинисто-пирокластических пород. Возраст свиты считается сантонским.

Березовская серия (3000-4000 м), залегающая на ракитинской свите, сложена вулканогенно-осадочными образованиями и ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами, содержащими тела и прослои вулканогенно-кремнистых пород. Возраст свиты принимается как поздний сантон-даний(?).

Туфы и лавы бонинитовой серии приурочены к ракитинской свите, в то время как ассоциирующие с ними кристаллические породы имеют тектонические контакты со всеми стратифицированными образованиями. Как правило, массивы ультрабазитов и габбро представляют собой либо тектонические пластины (Березовский, Шельтингский), либо меланж, маркирующий зоны крупных разломов. В то же время, разрозненные выходы интрузивных пород имеют много общего, что послужило причиной объединения их в самостоятельный шельтингский комплекс [15].

Возраст бонинитового комплекса, по нашим данным, более древний, чем возраст ракитинской свиты, принимаемый В.М. Гранником [5] и другими исследователями. Основанием для пересмотра возрастных соотношений является следующее:

1. Из туфогенных алевролитов ракитинской свиты в районе мыса Шельтинга методом химического препарирования с использованием 2% HF нами был

выделен комплекс радиолярий, включающий *Tricolocapsa aff. plecarum* Yao, *Tricolocapsa* sp., *Archicapsa pachyderma* (Tan Sin Hok), *Parahsuum* sp., что позволяет датировать вмещающие их отложения средней-поздней юрой.

2. В среднем течении р. Зловещей сургучные кремни и кремнистые аргиллиты этой же свиты, по нашим данным, содержат раннемеловой (берриас-валанжинский) комплекс радиолярий: *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, *Archaeodictyomitra* spp., *Archaeodictyomitra brouweri* (Tan Sin Hok), *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rust), *Archaeodictyomitra* aff. *primitiva* Matsuoka et Yao, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Thanarla* cf. *conica* (Aliev), *Thanarla* group spp., *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak), *Pseudodictyomitra* aff. *carpatica* (Lozynyak), *Pseudodictyomitra leptocornica* (Foreman), *Pseudodictyomitra* sp., *Xitus* sp., *Sethocapsa* sp., *Pantanellium lanceola* (Parona), *Podobursa* aff. *triacantha* (Fischli), *Podobursa* spp.

4. Радиогенный возраст дацита бонинитовой серии (лаборатория ДВГИ; К/Аг, метод изотопного разбавления, по породе) равен 140 млн лет, что соответствует берриасу.

5. Радиогенный возраст пород Березовского массива, по данным В.В. Слудкевича и Ф.П. Леснова [15], укладывается в интервал 142-125 млн лет, что соответствует неокому.

6. Радиогенный возраст пород Шельтингского массива (лаборатория ДВГИ; К/Аг, метод изотопного разбавления, по породе и биотиту) дает интервал 160-144 млн лет, что соответствует поздней юре.

7. Радиогенный возраст даек (лаборатория ДВГИ; К/Аг, метод изотопного разбавления, по породе), секущих породы Шельтингского массива и обрамляющие вулканогенно-осадочные толщи, укладывается в интервал 97-67 млн лет, что соответствует позднему мелу. В этот же интервал попадают датировки амфиболитизированных габброноритов Шельтингского массива, что указывает на время их метаморфизма.

Таким образом, приведенные данные позволяют считать, что формирование лав бонинитовой серии и интрузивных пород происходило одновременно в поздней юре-раннем мелу (скорее всего, в интервале 160-140 млн лет). Бонинит-офиолитовый комплекс включает в себя расслоенные интрузивные породы, дифференцированные вулканиты и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные и пирокластические породы.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ПОРОД

В данной статье мы приводим данные по двум интрузивным массивам - Шельтингскому и Березовскому. На рис. 1 изображена в значительной мере генерализованная схема строения Шельтингского массива. С вмещающими породами он имеет тектонические контакты и разбит разломами на отдельные блоки.

Вмещающей является толща вулканитов бонинитовой серии, а также туфогенных и туфогенно-осадочных образований, ранее считавшихся фрагментом ракинской свиты.

В разрезе массива можно выделить три главные части - дунит-гарцбургитовую, ортопироксенитовую и габброноритовую. Нижняя часть массива состоит из чередующихся полос серпентинизированных дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и энстатититов, прорванных тонкими дайками и жилами вебстеритов. В нижней части разреза прослой более грубые, мощностью от первых см до 10-15 см и более. Выше их мощность уменьшается до 1-0.5 см и наблюдается тонкое чередование обогащенных и обедненных пироксеном прослоев. Нередко породы смяты в моноклинальные складки, а иногда можно наблюдать Z-образные изломы. Чередующиеся слои не выдержаны по простиранию, часто развернуты и перемещены относительно друг друга, поэтому единого разреза наблюдать не удалось. Мощность выходов генерализованных слоев колеблется в пределах 40-120 м.

Средняя ортопироксенитовая часть разреза представлена переслаиванием гарцбургитов, вебстеритов и бронзититов. Мощность прослоев нерегулярна, колеблется в пределах от первых см до 1 м. Мощность выходов ортопироксенитовой части не превышает 80-100 м.

Верхняя, габброноритовая часть сложена плоскатыми и массивными разностями. Плоскчатость наиболее развита в зоне перехода между ортопироксенитовой и габброноритовой частями массива. Она образована чередованием габброноритов и гиперстенитов. Мощность прослоев ортопироксенитов в нижней части зоны перехода достигает 10-15 см, вверх по разрезу она уменьшается до первых см. Еще выше в габброноритах фиксируются отдельные прослои и линзы, обогащенные ортопироксеном, а затем появляются массивные разности. Мощность габброидов, вероятно, не превышает 100-120 м.

Березовский массив, расположенный на водоразделе рек Зловещая, Герань и Березовка, по строению близок Шельтингскому. Он имеет тектонические контакты с вмещающими породами богатинской и ракинской свит, причем плоскости сместителей наклонены к востоку под углами от 80° в северной части до 25° в южной, и разбит на отдельные блоки. Как и в Шельтингском массиве, здесь выделяются три части разреза: нижняя - дунит-гарцбургитовая, средняя - ортопироксенитовая и верхняя - габброноритовая. Приблизительные мощности частей по [15]: нижней - 400 м, средней - 800 м, верхней - 100 м. Между ними наблюдаются переходные зоны, мощность которых на разных участках меняется от первых метров до первых сотен метров. В верхах нижней (дунит-гарцбургитовой) части Березовского массива присутствуют маломощные тела оливиновых габброноритов. Мы полагаем, что

они могут являться либо сингенетичными дайками, либо шширами.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЛАВ БОНИНИТОВОЙ СЕРИИ

Лавы бонинитовой серии представлены порфировыми слабопористыми или массивными разностями, зачастую в различной степени катаклазированными. В состав бонинитовой серии входят бониниты, магнезиальные двупироксеновые андезиты, дациты, риолиты и их туфы.

Бониниты сложены порфировыми выделениями идиоморфного зонального ортопироксена (25-30%) и редкими выделениями клинопироксена, погруженными в мезостазис, состоящий из мелких идиоморфных и скелетных кристаллов ортопироксена, акцессорного хромита и кислого стекла. Последнее обычно имеет характерную перлитовую отдельность. Очень редко среди вкрапленников встречаются округлые резорбированные ксенокристы плагиоклаза или плагиоклаз-клинопироксеновые сростки. Вторичные изменения обычно незначительны, однако их интенсивность нарастает в зонах катаклаза. Как правило, поры в бонинитах выполнены карбонатом, часть ортопироксенов и стекла замещена смесью глинисто-гидрослюдистых минералов.

Ортопироксен является основной минеральной фазой бонинитов. Он образует две генерации, различающиеся по составу и часто образующие зональные кристаллы. Первая, ранняя, генерация слагает ядра крупных зональных фенокристаллов, а также небольшие изометричные выделения в клинопироксенах. Ортопироксены ранней генерации (табл. 1) обладают высокой железистостью ($f=25-28$ мол. %), пониженными кальциевостью и хромистостью. Обычно они содержат включения стекла и хромистого магнетита (см. табл. 1). Ортопироксен второй генерации образует каймы в зональных фенокристах, а также слагает кристаллы основной массы. Его железистость ($f=11-16$ мол. %) намного ниже, а концентрации хрома и кальция - выше, чем в ранних ортопироксенах. Включения в них довольно редки, хотя иногда отмечаются мелкие кристаллики высокохромистой шпинели. Состав мелких кристаллов ортопироксена основной массы часто непостоянен, особенно в спинифексовых выделениях.

Клинопироксен обычно идиоморфен, его кристаллы часто несут следы растворения или оплавления. Он практически не зонален и обычно содержит включения железистого ортопироксена, хромистого магнетита и основного плагиоклаза. По железистости клинопироксен близок раннему ортопироксену, тоже обладает низкой хромистостью. В основной массе клинопироксен не обнаружен, хотя в каймах мелких кристаллов ортопироксена отмечается присутствие пижонита (см. табл. 1).

Шпинель является главным акцессорным минералом описываемой ассоциации пород. Как и ортопи-

Таблица 1. Химический состав минералов бонинита

Минерал	Минералы ранней генерации									
	Включения в Рп1			Фенокристал		Включения в Мп1		Микрофенокристал		
	Рп1	Шп	Стекло	Мп1	Мп1	Шп	Рп	Пл	Рп	Рп
Ядро	Ядро	Ядро	Ядро	Край	Ядро	Ядро	Ядро	Ядро	Ядро	Ядро
SiO ₂	54.23	0.35	74.86	52.39	52.57		54.12	51.81	54.9	54.93
TiO ₂	0.1	2.8	0.25	0.25	0.16	2.85	0.11	0.04	0.14	0.14
Al ₂ O ₃	0.81	3.71	11.75	1.62	1.61	4.09	0.98	29.67	0.79	0.76
Cr ₂ O ₃	0.05	6.69	0.02	0.11	0.14	7.45	0.05	0.05	0.11	0.15
Fe ₂ O ₃	10.95	52.93	-	5.76	4.69	52.65	10.19	-	-	-
FeO	8.23	29.75	4.06	3.57	4.12	29.28	7.15	0.68	17.38	17.66
MnO	0.24	0.31	0.06	0.08	0.09	0.6	0.22	0.03	0.41	0.37
MgO	25.93	2.97	0.38	15.06	15.02	2.99	25.62	0.06	25.91	25.46
CaO	1.35	-	2.37	21.32	21.06	-	1.34	15.25	1.18	1.26
Na ₂ O	0.06	-	0.19	0.44	0.46	-	0.07	3.16	0.03	0.04
K ₂ O	0	-	0.92	0	0.06	-	0	0.06	0	0
Сумма	101.95	99.51	94.86	100.60	99.98	99.91	99.85	100.81	100.85	100.77
f	28.10	93.59	85.69	24.57	23.74	93.49	26.31		27.32	27.99

Минерал	Минералы поздней генерации						
	Фенокристал	Вкл. в Рп2	Закалочные пироксены			Вкл. в серпентине	
	Рп2	Шп в Рп2	Рп	Рп	Рп	Шп в Ол(?)	Шп в Ол(?)
	Кайма Рп1	Ядро	Центр	Центр	Центр	Ядро	Кайма
SiO ₂	57.41		53.24	55.7	55.35	-	-
TiO ₂	0.07	0.18	0.1	0.07	0.06	0.14	0.17
Al ₂ O ₃	0.73	9.53	2.21	0.98	1.13	8.3	7.99
Cr ₂ O ₃	0.38	55.32	1.63	0.27	1.00	58.14	57.93
Fe ₂ O ₃	4.71	6.12	-	-	-	6.44	5.13
FeO	3.23	19.28	8.88	10.36	10.02	13.43	18.43
MnO	0.04	2.04	0.21	0.21	0.18	2.83	2.13
MgO	31.92	8.18	31.26	29.43	30.86	11.31	8.43
CaO	1.36	-	1.94	2.22	2.13	-	-
NiO	0	-	0	0	0	-	-
Na ₂ O	0.06	-	0.04	0.02	0.04	-	-
K ₂ O	0	-	0	0	0	-	-
Сумма	99.91	100.65	99.51	99.26	100.77	100.59	100.21
f	11.59	62.94	13.73	16.48	15.40	48.79	60.51

Примечание: Fe₂O₃ и FeO в пироксенах определялись на микрозонде JXA-5A по специальной методике, опубликованной в [16, 20], для шпинелей - рассчитывались из стехиометрии минералов. Рп - ромбический, Мп-моноклинный пироксены, Пл - плагиоклаз, Шп - шпинель, Ол-оливин.

f = Fe_{общ} / (Fe_{общ} + Mg), мол. %.

роксен, шпинель образует две генерации. Ранняя отмечается только как включения в ранних железистых пироксенах. Она представлена хромистым магнетитом. Поздняя шпинель встречается как в стекле, так и в поздних ортопироксенах и представлена хромитом. Относительно крупные кристаллы встречаются редко и обладают ярко выраженной зональностью. Обычно в них наблюдается рост железистости и хромистости от ядра к краю, сопровождаемый уменьшением степени окисленности железа. Мелкие кристаллы шпинели менее хромистые и более железистые, чем каймы крупных выделений. По составу хромиты очень близки шпинели бонинитов из дуг Тонга и Марианской [3, 23].

Плагиоклаз встречается очень редко в виде округлых резорбированных ксенокристов или в сростках с клинопироксеном. Его состав ($An=70-73\%$) относительно постоянен, кристаллы не зональны.

Стекло обогащено кремнеземом, насыщено водой и содержит незначительные количества магния. Для стекла характерна скорлуповатая перлитовая отдельность.

Таким образом, в бонинитах присутствуют два одновременных минеральных парагенезиса. Ранний образован железистыми фазами пироксенов, основным плагиоклазом и хромистым магнетитом. По химическому составу минералов он близок минеральной ассоциации габброноритов шельтингского комплекса. Поздний парагенезис включает в себя магнезиальный ортопироксен и хромит. По химическому составу минералов он близок минеральной ассоциации перидотитов нижней магнезиальной части шельтингского комплекса. Сосуществование двух минеральных парагенезисов явно указывает на изменение физико-химических параметров кристаллизующейся магмы, что может быть связано с изменением флюидного режима.

Магнезиальные андезиты содержат до 20% порфировых вкрапленников. Среди них преобладают изометричные, часто оплавленные, кристаллы клинопироксена (50-60%), призмы железистого ортопироксена (10-15%), ксеноморфные выделения кварца (20-25%) и единичные кристаллы среднего плагиоклаза. Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза, между которыми зажаты ксеноморфные зерна клинопироксена, кварца, магнетита и выделения бурого слабопрозрачного стекла. Редкие кристаллы ортопироксена в основной массе образуют идиоморфные игольчатые выделения.

Магнезиальные дациты отличаются от андезитов отсутствием кварца во вкрапленниках и слабой раскристаллизацией основной массы. Следует отметить, что состав клинопироксенов относительно стабилен, в то время как состав ортопироксенов варьирует в достаточно широких пределах. Кроме того, в протолочке дацита были обнаружены зерна серпентина с включениями глиноземистой шпинели и вторичного магнетита, которые в шлифах не наблюдались.

Стекло основной массы содержит редкие игольчатые кристаллы плагиоклаза и ортопироксена. Обычно оно частично замещено агрегатом глинисто-гидро-слодистых минералов.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Дуниты, как правило, интенсивно серпентинизированы. Наименее измененные образцы характеризуются петельчатой структурой, на фоне которой сохраняются реликты ранней панидиоморфнозернистой. Первичная порода содержала 96-99 % оливина, 0-3,5% пироксенов и 0,5-1% шпинели; последняя часто сохраняется даже в полностью серпентинизированных разностях. По хромистости и магнезиальности шпинели дунитов (табл. 2) попадают в поле альпинотипных перидотитов.

Гарцбургиты в различной степени серпентинизированы, иногда довольно интенсивно, однако во многих фрагментах сохранились реликты первичных минералов - оливина, ортопироксена и хромистой шпинели. По текстурным особенностям они разделяются на тонкополосчатые, грубополосчатые и массивные. Первичная структура гарцбургитов обычно характеризуется субидиоморфизмом и близкими размерами выделений породообразующих силикатных минералов, слабым проявлением признаков пластических деформаций, наличием многочисленных тройных сочленений под углом 120°. Реже встречаются структуры с ярко выраженным ксеноморфизмом ортопироксена. В обогащенных пироксеном прослоях наблюдаются порфириовидные структуры, образованные разновеликими и разноориентированными зернами ортопироксена.

Количественно-минеральный состав гарцбургитов колеблется в широких пределах. Массивные гарцбургиты содержат примерно равные доли оливина и ортопироксена (48-49 %), до 2,5 % хромистой шпинели и мелкие редкие зерна клинопироксена в агрегатах ортопироксена. В полосчатых гарцбургитах количество ортопироксена варьирует от 5-7 % до 50-60 % в оливиновых прослоях, в ортопироксеновых (энстатиты) достигает 98 %.

Шпинель обычно составляет 1.5-2,5 % объема породы. Ее количество возрастает в оливиновых разностях и заметно падает в ортопироксеновых. В то же время распределение шпинели в ортопироксеновых прослоях часто неравномерно, некоторые зерна энстатита насыщены идиоморфной шпинелью, тогда как основная масса кристаллов ортопироксена ее не содержит. Межзерновая шпинель, как правило, обладает меньшим идиоморфизмом и содержит включения оливина и ортопироксена.

Клинопироксен образует мелкие ксеноморфные выделения и агрегаты между кристаллами ортопироксена, а также веретенообразные или пластинчатые выделения в распавшихся ортопироксенах.

Таблица 2. Состав минералов интрузивных пород Шельтинского массива.

Порода	Гарцибургит										Вебстерит												
	Дунит		Ромбический пироксен				Оливин		Амфибол		Мп		Шпинель		Оливин		Рп		Мп		Шп		
	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	
SiO ₂			58.07	58.26	59.18	40.86	55.40	55.11					40.43	57.58	57.02	53.20	54.13						
TiO ₂	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.19					
Al ₂ O ₃	6.23	6.67	0.21	0.19	0.06	0.00	1.48	0.27	4.48	4.48	0.00	0.98	1.04	0.92	1.13	13.24							
Cr ₂ O ₃	63.05	63.06	0.31	0.24	0.09	0.10	0.51	0.30	55.83	55.83	0.00	0.31	0.39	0.34	39.41								
Fe ₂ O ₃	4.23	3.9							10.04	10.04					16.34								
FeO	13.43	13.52	6.27	6.33	6.58	9.26	2.53	2.57	24.27	24.27	12.56	8.12	7.91	2.59	25.42								
MnO	1.74	1.64	0.08	0.11	0.09	0.08	0.00	0.00	0.74	0.74	0.13	0.15	0.15	0.04	0.05	0.50							
MgO	11.84	11.95	33.94	35.59	34.83	49.54	22.18	18.06	5.14	5.14	46.15	31.81	31.47	17.95	17.79	5.45							
CaO	-	-	0.73	0.75	0.16	0.02	12.02	24.05	-	-	0.01	1.00	1.38	23.90	24.16								
Na ₂ O	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	-	-	0.00	0.00	0.00	0.11	0.21								
K ₂ O	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04								
Total	100.64	100.86	99.61	101.47	100.99	99.86	94.17	100.44	100.56	100.56	99.28	99.99	99.40	99.12	100.80	100.55							
f, %	44.93	44.41	9.38	9.06	9.57	9.48	6.01	7.39	78.41	78.41	13.23	12.52	12.35	7.48	8.05	80.49							

Порода	Бронзитит										Габбро-норит									
	Ромбический пироксен		Мп		Шп		Ромбический пироксен		Мп		Амфибол		Мп		Амфибол		Пл			
	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма		
SiO ₂	55.36	54.59	55.06	52.54	51.91	0.00	55.56	56.55	55.17	55.65	52.73	53.00	50.41	45.71						
TiO ₂	0.10	0.08	0.05	0.25	0.08	0.54	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	0.14	0.01						
Al ₂ O ₃	1.65	1.78	1.69	1.92	1.47	1.20	1.76	1.67	1.60	1.56	2.19	2.38	7.21	35.31						
Cr ₂ O ₃	0.28	0.33	0.33	0.38	0.37	8.39	0.31	0.29	0.26	0.36	0.49	0.58	0.65	0.00						
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	58.00	-	-	-	-	-	-	-	-						
FeO	11.70	12.06	11.82	4.67	4.33	30.52	12.87	13.03	13.62	13.56	4.72	5.71	6.17	0.24						
MnO	0.15	0.14	0.11	0.03	0.03	0.34	0.23	0.26	0.32	0.27	0.18	0.15	0.09	0.00						
MgO	30.89	30.41	29.64	17.01	17.81	0.57	30.15	30.13	29.10	29.29	16.07	15.94	20.07	0.00						
CaO	0.71	0.93	0.80	23.66	23.14	-	0.64	0.57	0.67	0.62	23.56	22.93	12.06	18.17						
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.31	0.05	-	0.05	0.05	0.00	0.00	0.20	0.26	1.20	0.86						
K ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.06	0.02	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00						
Total	100.85	100.35	99.52	100.83	99.21	99.56	101.58	102.56	100.75	101.32	100.25	101.06	98.10	100.30						
f, (% An)	17.51	18.19	18.27	13.34	11.99	96.78	19.31	19.51	20.78	20.60	14.13	16.72	14.70	(91)						

Лерцолиты отличаются от гарцбургитов только более высоким содержанием клинопироксена (до 5-7%). Плагноклазовые лерцолиты встречаются очень редко и либо образуют переходные зоны к троктолитам в оторочках тел оливиновых габбро (Березовский массив), либо мелкие линзы (?) в нижней (магнезиальной) части (Шельтингский массив). Как правило, оливин в них полностью серпентинизирован, а плагноклаз замещен гидротранат-сосюритовым агрегатом. Плагноклаз в них резко ксеноморфен, заполняет промежутки в агрегате оливина.

Энстатиты образуют прослои в гарцбургитах мощностью от первых см до 30-50 см. Обычно более мощные прослои характеризуются большим размером зерен, вплоть до появления пегматоидных разностей с кристаллами 5-7 см по длинной оси. Структура энстатитов панидиоморфнозернистая, местами порфиридная или сериально-порфиридная. Они содержат 98-99% ортопироксена, до 1% клинопироксена, 0,5% оливина и 0,5% шпинели. Иногда встречаются небольшие линзовидные тела энстатит-магнетитовых и энстатит-амфибол-магнетитовых пегматитов с сидеронитовой структурой.

Энстатит ($f=10-12\%$) из маломощных прослоев обычно образует равновеликие кристаллы, беспорядочно ориентированные друг относительно друга и относительно плоскостей слоя. В более мощных прослоях появляются слабые признаки ориентировки кристаллов перпендикулярно подошве и кровле. Кроме того, здесь матрица породы сложена относительно равновеликими кристаллами, а пространство между ними заполнено более мелкими. Иногда видны признаки дорастания раннего зерна, когда более поздние его части заполняли промежутки между другими кристаллами.

Кристаллы оливина и клинопироксена располагаются в промежутках между энстатитом. Оливин образует небольшие округлые выделения, тогда как клинопироксен обычно резко ксеноморфен, образует мелкие пластинки и изогнутые кристаллы и агрегаты. Кроме того, клинопироксен часто встречается в структурах распада в крупных кристаллах энстатита.

Шпинель образует две формы выделений. Первая встречается в виде мелких (не более 0,1 мм) идиоморфных кристалликов в энстатите. Это либо мелкая пылевидная вкрапленность без какой-либо видимой ориентировки, либо тонкие прерывистые слои мощностью в один кристалл. При этом ориентировка слоя перпендикулярна направлению спайности, а ориентировка зерен шпинели по удлинению параллельна трещинам спайности. Не исключено, что такие слои шпинели маркируют границу между ранней и поздней частями росшего кристалла. Хотя по оптическим свойствам эта граница никак не выражена, данные микронзондового анализа показывают, что химическая зональность в энстатитах существует (см. табл. 2). Вторая форма выделений шпинели образована редки-

ми относительно крупными (до 1,5 мм) ксеноморфными кристаллами в межзерновой области.

Вебстериты образуют группу переходных пород от гарцбургитов и лерцолитов к ортопироксенитам. Количественный минеральный состав меняется в широких пределах - от существенно обедненных пироксенами разностей, образующих переходы к гарцбургитам и лерцолитам, до оливиновых ортопироксенитов. Все эти разновидности образуют ритмично переслаивающуюся пачку, надстраивающую дунит-гарцбургитовую часть разреза, причем во всех вебстеритах ортопироксен преобладает. В типичных вебстеритах ортопироксен составляет 50-80%, оливин 10-45%, клинопироксен 3-7%, шпинель 1-3%. Преобладающая первичная структура - панидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая или порфиридная.

Оливин и ортопироксен обладают одинаковым идиоморфизмом, образуя либо изометричные округлые (оливин), либо короткопризматические (ортопироксен) кристаллы. Иногда ортопироксен содержит включения мелких кристаллов оливина, или его "заливки".

Клинопироксен, хотя и образует иногда короткопризматические зерна, чаще встречается как интеркулусный минерал, образуя выделения неправильной формы. Иногда он частично обрастает кристаллы ортопироксена, контактирующие с оливином, образуя фрагменты коронарной структуры.

Шпинель имеет три формы выделений. Первая встречается в оливинах и ортопироксенах и характеризуется хорошо выраженным идиоморфизмом. Вторая присуща кристаллам клинопироксена. Здесь относительно крупные (0,1-0,2 мм) кристаллы шпинели идиоморфны, в то время как более мелкие имеют каплевидную или веретенообразную форму. Третья форма выделений представлена зернами в интерстициях оливина. Как правило, здесь кристаллы наиболее крупные (до 0,5 мм), идиоморфные или ксеноморфные.

Ортопироксениты (бронзититы) сначала появляются как прослои в вебстеритах, мощностью до 10-15 см, вверх по разрезу сменяясь пачкой чередования горизонтов обогащенных и обедненных оливином. Как и в энстатитах, более мощные прослои характеризуются большим размером кристаллов, вплоть до появления пегматоидных разностей с кристаллами 2-5 см длиной. Структура бронзититов панидиоморфнозернистая, местами порфиридная или сериально-порфиридная. Они содержат 96-98% ортопироксена, до 1% клинопироксена, 2-3% оливина и 0,5-1% шпинели. Иногда встречаются небольшие линзовидные тела бронзит-магнетитовых пегматитов с сидеронитовой структурой.

Бронзит ($f=17-18\%$) из маломощных прослоев обычно образует равновеликие кристаллы с ярко выраженным плеохроизмом в розовато-коричневых тонах. В более мощных прослоях матрица породы сло-

жена относительно равновеликими кристаллами, а пространство между ними заполнено более мелкими. Иногда видны признаки дорастания раннего кристалла, когда более поздние его части заполняли промежутки между другими кристаллами. Следует отметить, что деформации кристаллов бронзита почти не проявлены. В редких кристаллах видны тонкие полосы сброса или иногда появляется слабое неравномерное погасание.

Зерна оливина и клинопироксена располагаются в промежутках между бронзитом. Оливин образует небольшие округлые выделения, тогда как клинопироксен обычно резко ксеноморфен, образует мелкие пластинки и изогнутые кристаллы и агрегаты. Кроме того, клинопироксен часто встречается в структурах распада в крупных кристаллах бронзита.

Шпинель образует две формы выделений. Первая встречается в виде мелких (не более 0.1 мм) идиоморфных кристалликов в бронзите. Чаще всего это мелкая пылевидная вкрапленность без какой-либо видимой ориентировки, хотя встречаются и относительно крупные идиоморфные кристаллы. Некоторые кристаллы ортопироксена, как правило с ярко выраженными структурами распада, бывают сильно насыщены шпинелью, которая занимает до 15% площади среза в шлифе. Вторая форма выделений шпинели образована редкими, относительно крупными (до 2,5 мм) ксеноморфными кристаллами в межзерновой области.

Габбронориты представляют собой среднекристаллические массивные свежие породы с габбровой, в некоторых образцах субпараллельной структурой. Они содержат 50-55% основного плагиоклаза (An_{80-90}), 35-40% ортопироксена ($f=22-24\%$) и 8-10% клинопироксена ($f=16-18\%$). Малоглиноземистая роговая обманка образует единичные небольшие кристаллы (по клинопироксену?) и тонкие каймы вокруг пироксенов

на контакте с плагиоклазом. Хромистый магнетит довольно редок и практически всегда образует выделения в амфиболе.

Плагιοграниты обнаружены в виде глыб в тектонических зонах. Это белые зернистые породы с массивной, иногда пятнистой текстурой. Как правило они интенсивно изменены в результате наложенного низкотемпературного метаморфизма. Первичная реликтовая структура наименее измененных разновидностей плагιοгранитов гипидиоморфнозернистая, гранитовая, местами мирмекитовая. Порода состоит из субидиоморфных табличек плагиоклаза, ксеноморфных кристаллов кварца и чешуек или гломеропорфировых скоплений биотита. Аксессуары представлены цирконом, рутилом, анатазом, ортитом (?), апатитом, лейкоксеном.

Плагиоклаз деанортитизирован, центральные части кристаллов замещаются серицитом, в то время как по краям наблюдается развитие низкого альбита. Довольно часто в краевых частях развиваются мирмекитовые прорастания альбита и кварца. Первичный калиевый полевой шпат не обнаружен, однако в породе отмечается присутствие адуляра.

Биотит образует как самостоятельные, довольно хорошо ограненные кристаллы, так и гломеропорфировые сростки, а также тонкие чешуйки в плагиоклазе и кварце. Часто кристаллы биотита несут следы деформаций как пластических, так и хрупких. Биотит замещается хлоритом, светло-зеленым амфиболом и белой прозрачной гидрослюдой.

Кварц обычно ксеноморфен, выполняет промежутки между кристаллами биотита и плагиоклаза. Довольно часто он содержит тонкие иголки рутила, иногда кристаллы апатита и других аксессуаров.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Химический состав характерных разновидностей plutonic и вулканических пород приведен в табл.3. Породы образуют единую дифференцированную серию, что хорошо видно на диаграмме (рис. 2). В нижней и средней частях разреза интрузивных массивов тренд дифференциации имеет оливин - пироксеновую направленность, в верхней части он сменяется на пироксен-анортитовый тренд, а диориты и плагιοгра-

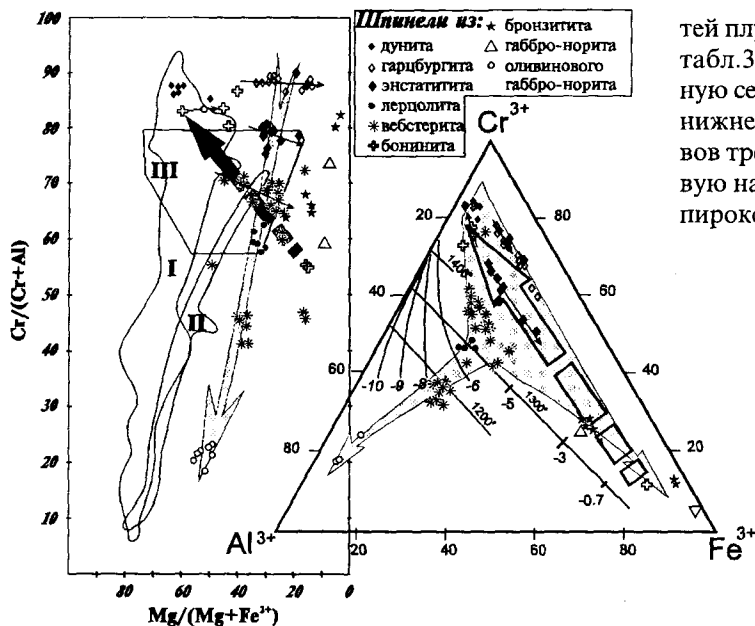


Рис. 2. Вариации состава шпинелей бонинит-офиолитовой ассоциации Сахалина.

Тонкими стрелками показан тренд изменения состава зональных шпинелей в одном образце, толстая сплошная стрелка показывает тренд изменения состава шпинелей в породах дунит-гарцбургитовой и вебстерит-ортопироксенитовой частей разреза Шельтингского и Березовского массивов (снизу вверх); толстая пунктирная стрелка показывает изменение состава шпинелей в бонинитах от ранних фаз к поздним. Поля [по 25]: I-шпинели абиссальных перидотитов; II - шпинели альпийских перидотитов; III- шпинели расслоенных интрузивов. Данные по фугитивности кислорода из работы [29].

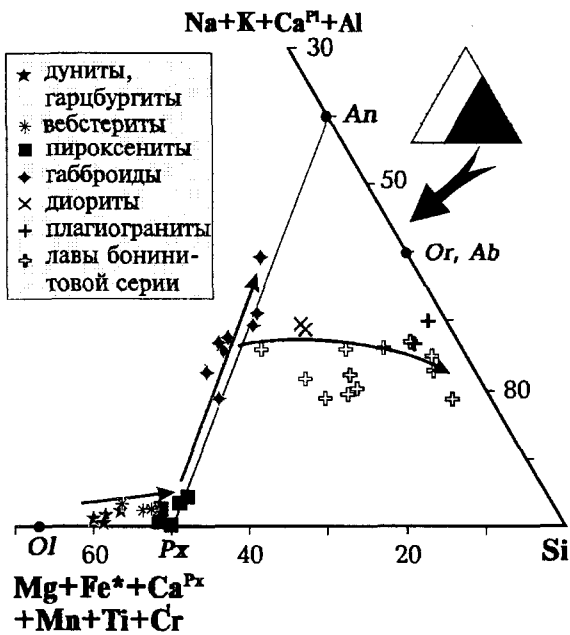


Рис 3. Состав пород бонинит-офиолитовой ассоциации Сахалина в координатах $(Mg+Fe^{общ}+Ca^{Px}+Mn+Cr) - (Na+K+Ca^{Pl}+Al) - Si$ (mol. %). $Ca^{Pl} = (Al - Na - K) / 2$, $Ca^{Px} = Ca - Ca^{Pl}$.

Стрелки показывают тренды дифференциации интрузивных пород (сплошные) и лав (пунктирная).

ниты образуют третью ветвь тренда, изменяя его направление в сторону кремнезема.

Лавы бонинитовой серии по большинству петрохимических характеристик образуют промежуточное звено между габброноритами и плагиогранитами (см. рис 2). Они характеризуются низким CaO/Al_2O_3 соотношением (<0.7), достаточно широкими вариациями других элементов. Начальная часть тренда дифференциации вулканитов бонинитовой серии перекрывается с габброноритами, а конечная - с плагиогранитами. Совместно с данными по геологическому положению пород, их возрасту и минералогии, это подтверждает их генетическое родство и образование из единого магматического очага.

По геохимическим характеристикам бониниты Сахалина близки бонинитам дуги Тонга и несколько отличаются от типичных низкокальциевых бонинитов Бонинских островов. На нормализованном графике (рис. 3а) хорошо видно, что сахалинские бониниты содержат более высокие концентрации титана, бария, стронция, ниобия, циркония и иттрия, чем бониниты Бонинских островов. В то же время, в них меньше магния, кальция, никеля, хрома и ванадия. Аналогичные соотношения элементов наблюдаются и в габброноритах Шельтингского массива (рис. 3б), что подтверждает их генетическое родство с бонинитами.

Плагиограниты и кислые лавы бонинитовой серии (дациты, риолиты) настолько похожи по геохимическим параметрам, что почти не разделяются на мно-

гоэлементных нормированных графиках, образуя единое поле (см. рис. 4б). Профиль их относительных концентраций близок профилю габброноритов и бонинитов, отличаясь только более низкими концентрациями магния, хрома и никеля. Это отличие вполне закономерно и объясняется большей степенью дифференциации расплава. В то же время, сходство геохимической специализации плагиогранитов и кислых лав свидетельствует о том, что они являются представителями единой магмы, кристаллизовавшейся в различных условиях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Существуют две доминирующие точки зрения на происхождение бонинитов:

1. Бонинитовые магмы возникли в результате плавления нескольких, разных по составу мантийных источников [22, 31 и др.]

2. Бонинитовые магмы образовались в результате смешения различных магм в коровых очагах или контаминации родоначальной магмой корового материала [17, 30, 32 и др.]

Поскольку обе гипотезы базируются в основном на данных тонких геохимических исследований, мы не будем их обсуждать в этой статье. В ближайшее время мы планируем представить более полные данные по геохимии пород Сахалина в специальной статье, где и проведем обсуждение доминирующих концепций. Здесь же главное внимание мы уделим интерпретации тех фактов, которые дает нам минералогия бонинит-офиолитовой ассоциации Сахалина.

Приведенные материалы показывают, что формирование бонинитовой ассоциации Сахалина происходило в необычных условиях, которые отражены в изменении состава минералов, в первую очередь - шпинелей и пироксенов. На рис. 4 видно, что фигуративные точки состава шпинелей интрузивных пород образуют два тренда. Первый тренд связан с ростом глиноземистости шпинелей и расположен субпараллельно Cr-Al стороне треугольника. С одной стороны, он отражает изменение состава расплава вверх по разрезу интрузивного тела с увеличением доли алюминия в кристаллизующихся породах. Особенно ярко этот тренд проявлен в вебстеритах, верлитах и ортопироксенитах, т. е. в породах средней части разреза, в которых отсутствует плагиоклаз. С другой стороны, он фиксирует низкую фугитивность кислорода на первых этапах формирования данных пород, что обеспечивало замещение в шпинелях трехвалентного железа алюминием. Доказательством этого является находка в нижней части разреза самых глиноземистых магматических шпинелей (герцинитов) в телах оливиновых габброноритов.

Второй тренд связан с увеличением железистости шпинелей и повышением доли трехвалентного железа, что указывает на рост окислительного потенциала в процессе кристаллизации. Он состоит из серии

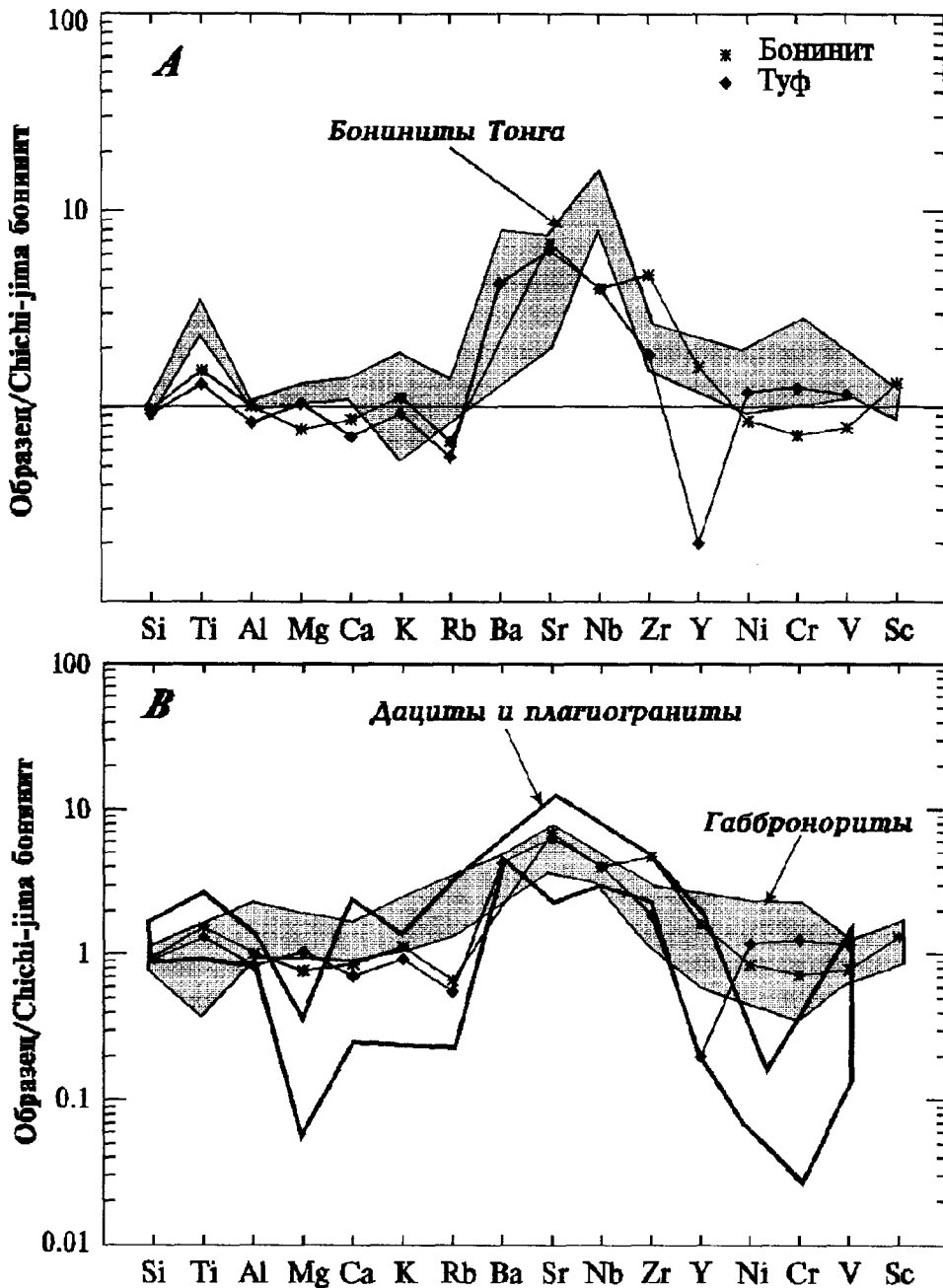


Рис. 4. Нормализованный многоэлементный график для пород бонинит-офиолитовой ассоциации Сахалина. Состав бонинита Chichi-jima по [24].

субпараллельных трендов, начинающихся вблизи Cr-Al стороны треугольника и направленных к углу Fe^{+3} .

Эти данные показывают, что на начальном этапе кристаллизации интрузивных пород бонинитовой серии существовал магматический очаг, состоящий из нескольких отличающихся по составу расплавов с очень низкой фугитивностью кислорода. Подобное расслоение было получено экспериментально в магнезиальных магмах при воздействии на них водорода [1, 8, 10]. Мы полагаем, что дифференциация интрузий бонинитовой ассоциации Сахалина связана с процессами ликвации расплава, которая, вероятно, протекала под воздействием водородного флюида.

Поступление водородного флюида в магматическую камеру, видимо, носило пульсационный характер. Об этом свидетельствует изменение состава шпинелей в бонинитовых лавах. Как уже говорилось ранее, по составу бониниты образуют промежуточное звено между габброноритами и плагиогранитами. На рис. 4 видно, что ранние фазы шпинелей в бонините Сахалина представлены хроммагнетитами с большой долей Fe^{+3} . Они очень близки наиболее окисленным поздним шпинелям из бронзититов, габброноритов и пород переходной зоны между ними. Поздние же шпинели в бонинитах представлены хромитами, степень

окисления которых в три раза ниже, чем ранних. Они наиболее близки по составу хромитам дунитов. При этом в зональных хромитах доля Fe^{+3} уменьшается от ядра к краю. Эти данные свидетельствуют о снижении фугитивности кислорода в процессе эволюции бонинитового расплава, что возможно при поступлении в магматическую камеру новой порции восстановленного флюида, сдвинувшей установившееся к тому времени равновесие из относительно окислительной в более восстановительную область. Аналогичные результаты были получены и по составам пироксенов. Нами было проведено микрозондовое определение соотношения $Fe^{+3}/Fe_{\text{общ.}}$ в пироксенах по специальной методике [16, 20]. Как можно заметить на рис. 5, в поздних ортопироксенах степень окисления железа ниже, чем в ранних, что также подтверждает наши предположения о появлении восстановленного флюида в бонинитовом расплаве. Поступление дополнительных порций восстановленного флюида в магматический очаг может сыграть роль "спускового крючка" для извержения магмы на поверхность. Следы этих процессов трудно уловить в кристаллических породах интрузий, поскольку последующие термальные события накладываются на предыдущие, магматическая система стремится к равновесию, и в результате мы фиксируем только относительно низкотемпературный момент окончания межкристаллического обмена между минералами. Поэтому в интрузивных породах бонинитовой серии Сахалина мы фиксируем только общее направление процесса. В то же время, в лавах, в которых реакции минералообразования были "заморожены" при излиянии на поверхность, мы можем расшифровать какой-то интервал процесса кристаллизации по изменению состава минералов. Таким образом пульсационное поступление восстановленного флюида в магматическую камеру может быть установлено только при исследовании лав, извержение которых эта пульсация спровоцировала.

Окисление вновь поступившего водорода должно было привести к насыщению магмы водой и изменению ее термодинамических параметров. Хотя стек-

ло сахалинских бонинитов содержит очень много воды, первично магматических водных минералов мы не обнаружили, что свидетельствует об очень высокой температуре кристаллизации и закалки лав. При реконструкции термодинамических параметров по пироксенам следует учитывать, что равновесными парами в сахалинских бонинитах можно считать только пироксены ранней фазы кристаллизации. Для поздних ортопироксенов равновесных клинопироксенов не обнаружено.

Наиболее наглядно изменения составов пироксенов в процессе кристаллизации проявляются на графическом термометре (рис. 6). Тренд изменения состава зонального ортопироксена показывает, что его кристаллизация сопровождалась сначала незначительным уменьшением доли диоксидовой компоненты и росте энстатитовой, а затем наблюдается резкий излом и начинается обратный процесс. То же наблюдается и по единичным составам пироксенов. Первая часть тренда проходит вдоль одной изотермы, т.е температура не меняется. Тренд после перелома пересекает изотермы, что указывает на повышение температуры. Однако на рисунке фигуративные точки составов ортопироксенов и клинопироксенов ложатся на разные изотермы. Для проверки соблюдения условия равновесия был проведен расчет температур по программе QUILF [21]. Расчет показал, что температуры кристаллизации пироксенов ранней фазы колеблются в интервале 970 - 1000 °С, причем интервал неопределенности весьма мал (от 4 до 19 °С для разных пар). Это позволяет считать минералы первой фазы равновесными. Введение в расчет значений FeO и Fe_2O_3 , определенных микрозондовым анализом по специальной методике [16, 20] для некоторых пар пироксенов, привело к увеличению расчетной температуры до 1100 °С при интервале неопределенности 20 °С. Таким образом, увеличение доли трехвалентного железа в составе пироксенов приводит к получению более высоких расчетных температур.

Расчет температур кристаллизации магнезиальных ортопироксенов поздней фазы проводился по дву-

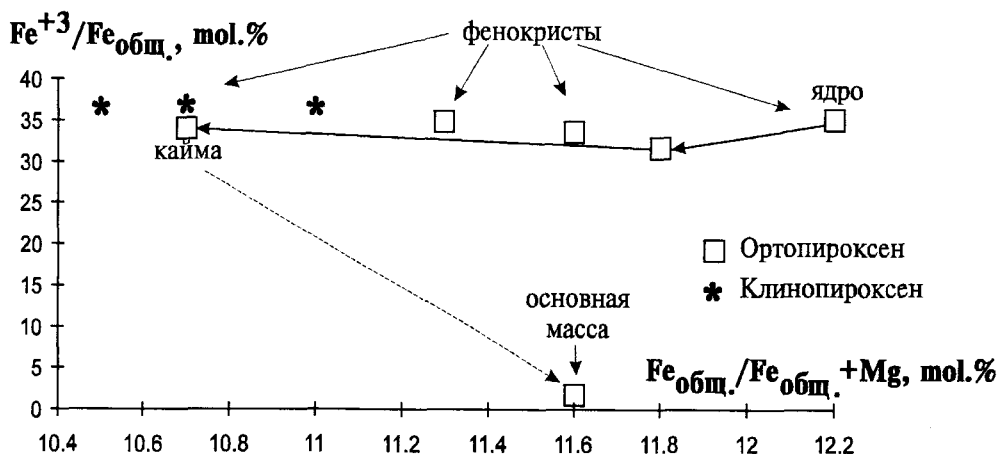
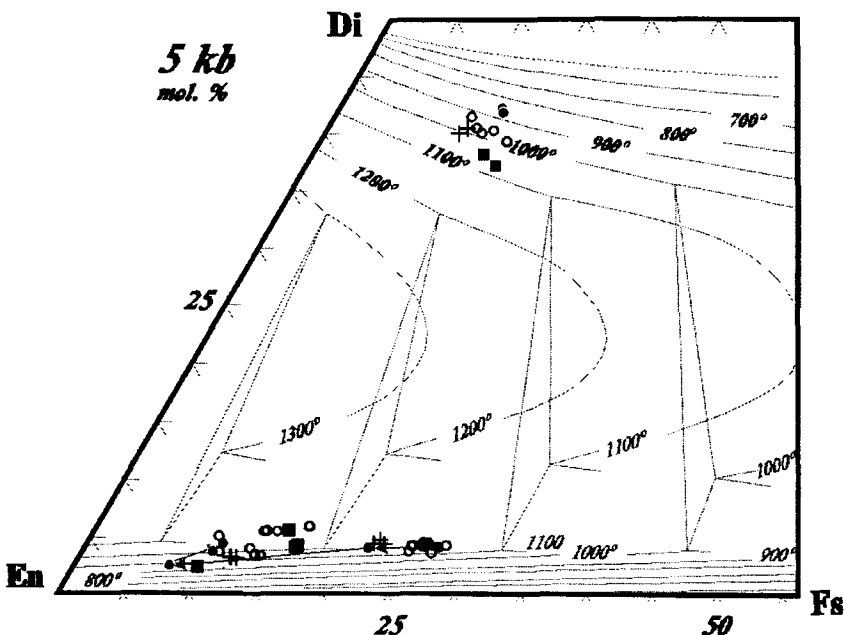


Рис. 5. Изменение степени окисленности железа в пироксенах бонинитов в зависимости от их общей железистости.

Сплошной стрелкой соединены точки точки зонального ортопироксена от ядра к краю. Пунктирной стрелкой показан тренд возможного изменения степени окисленности от фенокристов к закалочным ортопироксенам основной массы бонинитов.



○ 1 ● 2 + 3 ■ 4

Рис. 6. Пироксены из лав бонинитовой серии Сахалина на графическом геотермометре [28].

1-3 - бонинит, 4- дацит. 1-зональный фенокристал ортопироксена, 2- точки составов без учета микрозондовых определений FeO и Fe₂O₃, 3- то же, с учетом FeO и Fe₂O₃. Стрелками соединены составы зонального пироксена, от ядра к краю.

пироксеновому термометру. Был получен следующий интервал температур - 1160 - 1200°C. Здесь учитывалось только теоретическое разделение железа, исходя из стехиометрии минералов. Эти данные показывают, что кристаллизация поздних ортопироксенов в лавах бонинитовой серии могла происходить при температуре более чем на 100 °C выше, чем ранних.

ВЫВОДЫ:

1). В аккреционном комплексе Восточного Сахалина присутствует ассоциация магматических пород, включающая лавы бонинитовой серии и комагматичные им расслоенные интрузии перидотит - габбронорит - плагиогранитного состава. Предыдущими исследователями кристаллические породы выделялись в самостоятельный комплекс либо как фрагменты офиолитов, либо как отдельные расслоенные интрузии. Приведенные данные позволяют объединить изверженные и интрузивные породы в единую *бонинит-офиолитовую ассоциацию*, сформировавшуюся в поздней юре - раннем мелу, скорее всего в интервале 160-140 млн лет.

2). Бониниты являются излившимся на поверхность аналогом габброноритов или пород, переходных зон между габброноритами и пироксенитами. На это указывают как данные по составу минералов, так и общность геохимических характеристик указанных пород. Дацинты и риолиты бонинитовой серии геохимически близки плагиогранитам.

3). Высокая восстановленность ранних шпинелей в интрузивных породах и смена окислительных условий на восстановительные в бонинитах являются теми фактами, которые позволяют предположить, что формирование пород бонинит-офиолитовой ассоциации Сахалина происходило под влиянием восстанов-

ленного (водородного) флюида, окисление которого вызвало повышение температуры и насыщение магмы водой. Дифференциация бонинитового расплава под влиянием пульсационного потока восстановленного флюида привела к образованию расслоенных интрузий бонинит-офиолитовой ассоциации Сахалина.

БЛАГОДАРНОСТИ

Эти исследования частично были выполнены за счет грантов Международного Научного Фонда (Грант № NZ 2000) и Международного Научного Фонда и Российского Правительства (Грант № NZ 2300).

ЛИТЕРАТУРА

1. Безмен Н. И. Жидкостная дифференциация флюидных расплавов и магматогенное оруденение (экспериментальные исследования): Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1992. 46 с.
2. Бехтольд А. Ф., Семенов Д. Ф. Новые данные о составе и структуре Шельтинского габбро-перидотитового плутона (о. Сахалин)// Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 2. С. 445-448.
3. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
4. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Ч.1.М.: Недра, 1970. 432 с.
5. Гранник В.М., Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
6. Гранник В.М. Петрохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы// Тихоокеан. геология. 1991. №6. С. 67-86.
7. Говоров Г.И., Высоцкий С.В., Бойко С.А., Первая на-

- ходка бонинитов на о. Сахалин// Докл. АН России. 1993. Т.331, №6. С.709-712.
8. Меланхолина Е. Н., Тектоника северо-западной Пацифики: соотношения структур океана и континентальной окраины. М: Наука, 1988. 216 с.
 9. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов// Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1222 - 1224.
 10. Персиков Е. С., Эпельбаум М. Б. Механизм магматической дифференциации расплава в экспериментах под давлением водорода// Геохимия. 1985. № 6. С. 739-746.
 11. Разницин Ю. Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М: Наука, 1982. 106 с.
 12. Рихтер А. В., Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М: Наука, 1986. 92 с.
 13. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина// Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 40-44.
 14. Слодкевич В. В. Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый расслоенный плутон Восточного Сахалина// Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 946-949.
 15. Слодкевич В. В., Леснов Ф. П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона// Материалы по генетической и экспериментальной петрологии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 53-63. (Тр. ИГиГ, Вып. 305, Т. 10.)
 16. Таскаев В. И., Стручаева Г. Г., Пятков А. Г. Определение концентрации Fe²⁺ и Fe³⁺ в пироксенах методом рентгеноспектрального микроанализа// Методы рентгеноспектрального анализа / (С. В. Лончих, ред.), Новосибирск: Наука, 1986. С. 154-158.
 17. Фролова Т. И., Перчук Л. И., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 262 с.
 18. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое: Препр. Владивосток: ДВО, 1988.
 19. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое// Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218-254.
 20. Albee A.L., Chodos A.A. Semiquantitative electron microprobe determination of Fe²⁺/Fe³⁺ and Mn²⁺/Mn³⁺ in oxides and silicates and its application to petrologic problems// Amer. Miner. 1970. V. 55, N 3/4. PP. 491-501.
 21. Anderson D. J., Lindsley D. H., Davidson P. M. QULF: A pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz// Computers & Geosciences. 1993. V. 19. PP. 1333-1350.
 22. Bloomer Sh. H., Hawkins J. W. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench// Contribs Mineral. Petrol. 1987. V. 97. PP. 361 - 377.
 23. Boninites / (Ed.: A.J. Crawford). Unwin Hyman, London, 1989. 465 p.
 24. Cameron W. E., McCulloch M. T., Walker D. A. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints// Earth Planet Sci. Lett. 1983. V. 65. P. 75 - 89.
 25. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinotype peridotites and spatially associated lavas// Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. PP. 54 - 76.
 26. Kimura G., Rodzdestvenskiy V. S., Okumura K., Melnikov O., Okamura M. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: example from southern Sakhalin// Tectonophysics. 1992a. V. 202, N 2-4. PP.361-374.
 27. Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Izhizuka H., Miyashita S., Okumura M., Melnikov O.A., Lushchenko V. A deep section of accretionary complex: Susunai Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin. The Island Arc, 1992b, V. 1, N 1, pp. 166-175.
 28. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry// Amer. Miner. 1983. V. 68. PP. 477 - 493.
 29. Roeder, P.L., Reynolds, I. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts// J. Petrol. 1991. V. 32, PP. 909-934.
 30. Sun S.S., Nesbitt R.W., McCulloch M. T. Geochemistry and petrogenesis of Archean and early Proterozoic siliceous high-magnesian basalts// Boninites/ (Ed.: A.J. Crawford). Unwin Hyman, London, 1989. PP. 148-173.
 31. Taylor R. N., Nesbitt R. W., Vidal Ph., Harmon R. S., Auvray B., Croudace I. W. Mineralogy, Chemistry, and Genesis of the Boninite Series Volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan// J. Petrol. 1994. V. 35. PP. 577-617.
 32. Tamura Y. Genesis of Island Arc Magmas by Mantle-Derived Bimodal Magmatism: Evidence from the Shirahama Group, Japan// J. Petrol. 1994. V. 35. PP. 619-645.

Поступила в редакцию 14 февраля 1997 г.

Рекомендована к печати Суховым В.И.

S.V.Vysotskiy, G.I.Govorov, I.V.Kemkin, V.I. Sapin

The boninite-ophiolite assemblage of East Sakhalin Island: geology and some features of petrogenesis

A boninite assemblage consisting of Late Jurassic - Early Cretaceous lavas and layered intrusions has been found in the accretionary prism of East Sakhalin. The geology, mineralogy and geochemistry of the rocks show that they were comagmatic and formed in specific conditions. A high degree of reduction of primary spinel in the intrusive rocks and the change of redox conditions during crystallization of boninite magma suggest that the boninite assemblage formed under the influence of a reduced (hydrogen) fluid. The layered intrusions of Sakhalin resulted from differentiation of boninite melt influenced by this fluid.

ОФИОЛИТОВЫЕ ПОКРОВЫ О.КАРАГИНСКОГО (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) И ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА В ИХ ПОДОШВЕ

*И.А.Тарарин**, *Д.У.Ли***, *Дж.Г.Джонг****

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

***Национальный Университет Конджу, г.Конджу*

****Национальный Университет Чуннам, г.Тэджон*

Офиолитовые образования о.Карагинского, включающие серпентинизированные перидотиты, серпентинитовый меланж, расслоенный комплекс основных и ультраосновных пород, комплекс параллельных даек, шаровые лавы базальтов и апобазитовые метаморфические породы, образуют относительно крупные аллохтонные пластины в водораздельной части острова и более мелкие фрагменты среди палеогеновых отложений его восточной части. Строение офиолитового комплекса, как и всего острова в целом, чешуйчато-надвиговое, обусловленное аккреционными процессами, компенсировавшими спрединг в осевой зоне Командорской котловины Берингова моря в среднем олигоцене-среднем миоцене. Состав минералов гарцбургитов, преобладающих среди офиолитовых пластин, свидетельствует об их образовании за счет сильно деплетированного мантийного источника задугового бассейна.

Метаморфические породы, залегающие в основании офиолитовых пластин или в виде глыб среди серпентинитового меланжа, представлены апобазитовыми кристаллическими и зелеными сланцами, отвечающими составу толентов спрединговых зон и островных дуг. Метаморфизм исходных отложений осуществлялся в несколько этапов. Реликты наиболее раннего океанического метаморфизма зеленосланцевой фации, сопровождающегося неравномерной спилитизацией, сохраняются в ядрах зональных кристаллов амфибола метаморфических пород. Наложенный метаморфизм обусловлен термальным воздействием нагретых офиолитовых масс молодой океанической коры, возникшей в условиях задугового бассейна допоздне меловой островодужной системы и тектонически совмещенной с островодужными отложениями этой системы при смене режима растяжения на режим сжатия. Этот метаморфизм, ответственный за образование оптической и химической зональности метаморфических минералов, датируется К-Аг возрастом 70 ± 2 млн лет и отличается значительными градиентами метаморфических параметров, незавершенностью и неравномерностью метаморфических реакций; его параметры быстро снижаются с удалением от подошвы офиолитовых пластин от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

Предполагается, что подобные совмещения метаморфических процессов различных геодинамических обстановок возможны не только в аккреционных призмах островодужных систем, но и во внутриокеанических структурах ложа океана.

ВВЕДЕНИЕ

Офиолитовые комплексы, включающие метаморфические образования, широко развиты в пределах Восточной Камчатки. Они известны в Олюторском хребте [29], на п-ове Говена, о.Карагинском [8, 10, 12, 20-23, 26, 32, 33] и на п-ове Камчатский Мыс [7, 22, 23, 27, 31], где залегают в виде разобщенных фрагментов различного происхождения. Все они являются наиболее древними образованиями аккреционных структур, сформированных во фронтальной части поздне меловых-кайнозойских вулканических дуг [2]. Цель данной статьи - дать характеристику пород офиолитовых покровов о.Карагинского¹ и рассмотреть особенности метаморфических преобразований боковых пород в их основании.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ ПОКРОВОВ

Остров Карагинский имеет сложное покровно-складчатое строение, обусловленное коллизийным взаимодействием офиолитовых масс и островодужных отложений [2, 3, 8, 21, 26, 33]. Состав и геодинамические условия формирования главнейших структурно-вещественных комплексов острова детально рассмотрены в работах [8, 33].

Офиолитовые образования о.Карагинского включают перидотиты, серпентинитовый меланж, расслоенный комплекс основных и ультраосновных пород (верлиты, пироксениты, кумулятивные габбро и габбронориты, троктолиты, изотропные габбро), ком-

¹ Геолого-петрографическая характеристика пород офиолитового комплекса о.Карагинского основана на исследованиях авторов и анализе литературных данных [8, 11, 26, 33].

плекс параллельных даек, шаровые лавы базальтов и метаморфические породы [8, 11, 18, 20, 21, 33], образующие относительно крупные пластины, приуроченные к водораздельной части острова (рис. 1). Строение офиолитового комплекса, как и всего острова в целом, чешуйчато-надвиговое, обусловленное процессами интенсивного скупивания, компенсированными явления спрединга в осевой части Командорской котловины Берингова моря в среднем олигоцен-среднем миоцене [2, 3, 8, 33]. Восточнее водораздельной части острова среди терригенных отложений палеогена отмечаются многочисленные мелкие тела серпентинитового меланжа. Изучение показывает, что контакты офиолитового комплекса со смежными образованиями повсеместно тектонические и наклонены на северо-запад под углами 20-70° [8, 21, 33].

Перидотиты, преобладающие среди пород офиолитового комплекса, слагают относительно крупные пластины в центральной части острова, приурочиваясь к орографически наиболее высоким его участкам. Меньшие по размерам блоки и тела гипербазитов вместе с обломками и телами габбро, пироксенитов, родинитов, диабазов и метаморфических сланцев располагаются среди серпентинитового меланжа, цементируясь серпентинитовым матриксом, и нередко окружены серпентинитовой "рубашкой" мощностью до первых десятков сантиметров. Размер пластин перидотитов сильно варьирует, наиболее крупные пластины достигают длины 10-20 км при ширине до 2 км (см. рис 1).

По составу среди перидотитов преобладают гарцбургиты, в которых отмечаются полосы и линзовидные тела серпентинизированных дунитов протяженностью от первых до сотни метров. Контакты ги-

пербазитовых пластин с окружающими породами повсеместно тектонические и обычно представлены зонами серпентинитового меланжа, в котором различные по величине тела и блоки гипербазитов и других пород офиолитового комплекса располагаются среди серпентинитового матрикса.

Гипербазиты характеризуются отчетливо выраженной полосчатостью, обусловленной количественными вариациями породообразующих минералов. Содержание ортопироксена в полосах изменяется от нескольких процентов до 25-30%, определяя переходы от дунитов до гарцбургитов. Идиоморфные кристаллы оливина величиной до 2-3 мм почти нацело замещены серпентином, но границы их первичных зерен хорошо различаются, подчеркиваясь скоплениями пылевидного вторичного магнетита. Энстатит в виде таблитчатых кристаллов размером до 5-8 мм располагается между зернами оливина, содержит мелкие ламеллы клинопироксена и в значительной степени замещается баститом и, реже, куммингтонитом и хлоритом. Характерны дислокационно-метаморфические преобразования минералов гарцбургитов: флексурный изгиб трещин спайности, облачное погасание кристаллов. Аксессуарная бурая хромистая шпиль присутствует в виде неправильных и изометричных зерен размером до 1-2 мм и с краев замещается магнетитом.

Состав минералов гарцбургитов приведен в табл. 1 и 2. Из табл. 1 видно, что оливин и энстатит характеризуются слабой прогрессивной зональностью, выражающейся в увеличении содержания тугоплавких компонентов в краевых зонах кристаллов, свидетельствуя о реститовой природе этих пород, что

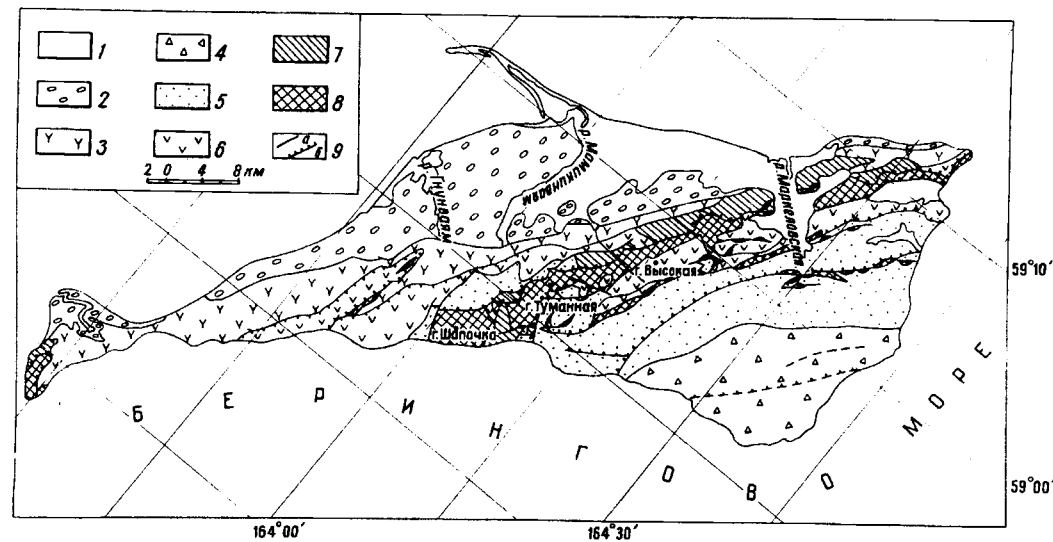


Рис. 1. Схема распространения структурно-вещественных комплексов о-ва Караянского (составлена с использованием материалов [8, 33] и данных С.А. Мельниковой и Б.К. Долматова)

1 - четвертичные отложения; 2-8 - структурно-вещественные комплексы: 2 - молассовый $Miо_2-Pli$, 3 - вулканогенно-молассоидный $Eoc_2-Miо_1$, 4 - осадочного меланжа Eoc_3 , 5 - флиш-идный Eoc_3 , 6 - осадочно-вулканогенный K_2 Маа-Ра1, 7 - кремнисто-вулканогенный K_2 Стр-Маа, 8 - офиолитовый $K_2(?)$; 9 - основные разломы (а), надвиги (б). Использована стратиграфическая шкала [24].

Таблица 1. Микронзондовые анализы минералов из основных и ультраосновных пород офиолитового комплекса о.Карагинского

	1351/2						1306/11		
	Ol _c	Ol _r	Orpx _c	Orpx _r	Cpx _c	Cpx _r	Ol _c	Ol _r	Orpx _c
SiO ₂	39.81	39.72	57.00	56.29	54.20	54.70	40.55	40.23	56.50
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.78	1.56	1.56	1.67	0.00	0.00	1.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.42	0.37	0.53	0.61	0.00	0.00	0.46
FeO	8.92	8.66	5.56	6.13	1.65	1.62	8.90	9.13	6.00
MnO	0.04	0.03	0.03	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03
MgO	50.27	50.04	33.96	34.20	16.92	16.97	50.08	50.63	33.77
NiO	0.28	0.29	0.00	0.00	0.00	0.0	0.24	0.28	0.00
CaO	0.00	0.00	0.70	0.55	24.16	23.82	0.00	0.00	0.98
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Сумма	99.33	98.75	99.45	99.15	99.04	99.42	99.82	100.28	99.44
X _{Mg}	0.909	0.911	0.916	0.909	0.948	0.949	0.909	0.908	0.909
Wo			1.3	1.0	49.3	48.9			1.9
En			90.4	89.9	48.1	48.5			89.2
Fs			8.3	9.1	2.6	2.6			8.9

	1306/11			1317					
	Orpx _r	Cpx _c	Cpx _r	Ol _c	Ol _r	Cpx _c	Cpx _r	Hb ₁	Hb ₂
SiO ₂	56.71	54.16	54.17	38.72	38.54	54.27	53.74	44.93	49.22
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.05	1.46	0.45
Al ₂ O ₃	1.58	0.91	0.94	0.00	0.00	1.03	1.25	10.97	6.75
Cr ₂ O ₃	0.46	0.30	0.24	0.00	0.00	0.13	0.18	0.84	0.58
FeO	6.07	1.58	1.78	16.41	15.82	4.29	4.36	7.42	6.21
MnO	0.03	0.00	0.00	0.15	0.17	0.02	0.02	0.00	0.02
MgO	33.94	17.13	17.25	44.89	46.34	16.20	16.46	17.17	19.25
NiO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.79	25.11	24.90	0.00	0.00	23.47	22.77	11.78	12.07
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.27	2.48	1.49
K ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.43	0.13
Сумма	99.59	99.22	99.28	100.21	100.89	99.71	99.12	97.48	96.17
X _{Mg}	0.909	0.951	0.945	0.830	0.839	0.872	0.870	0.805	0.847
Wo	1.5	50.0	49.5			47.6	46.4		
En	89.5	47.5	47.7			45.6	46.7		
Fs	9.0	2.5	2.8			6.8	6.9		

	1342/1								
	Ol _c	Ol _r	Orpx _c	Orpx _r	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	
SiO ₂	38.66	38.51	55.51	55.64	52.36	53.38	45.21	44.12	
TiO ₂	0.00	0.00	0.11	0.07	0.27	0.27	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.29	1.15	2.64	2.10	35.74	36.32	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.45	0.09	0.00	0.00	
FeO	20.70	19.96	12.78	13.38	6.28	5.62	0.64	0.72	
MnO	0.16	0.17	0.19	0.18	0.04	0.01	0.00	0.00	
MgO	41.98	42.15	29.33	29.70	16.06	16.20	0.00	0.00	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.00	0.08	0.83	0.59	21.73	23.20	18.51	19.09	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.31	0.19	1.13	0.77	
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	
Сумма	101.50	100.87	100.06	100.73	100.15	101.07	101.24	101.03	
X _{Mg}	0.783	0.790	0.804	0.798	0.820	0.837			
X _{An}							0.900	0.932	
Wo			1.6	1.1	44.4	46.3			
En			79.1	78.9	45.6	45.0			
Fs			19.3	20.0	10.0	8.7			

Примечание. Обр. 1351/2, 1306/11 - серпентинизированный гарцбургит, 1317 - оливиновый клинопироксенит, 1342/1 - оливиновый габбронорит; с - ядро, г - край кристалла. X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe). Здесь и далее в табл. 2 анализы минералов выполнены В.М.Чубаровым на микрозонде "Camebax" в Институте вулканологии ДВО РАН.

Таблица 2. Микрозондовые анализы акцессорных хромшпинелидов из серпентинизированных гарцбургитов офиолитового комплекса о. Карагинского

Компонент	1351/2		1306/11	
	Sp _c	Sp _r	Sp _c	Sp _r
Al ₂ O ₃	25.40	30.73	22.65	23.58
Cr ₂ O ₃	43.52	37.26	46.35	44.31
Fe ₂ O ₃	2.95	2.39	2.89	3.13
FeO	16.22	15.59	16.43	16.46
MnO	0.37	0.29	0.36	0.32
MgO	13.03	13.71	12.57	12.46
ZnO	0.00	0.03	0.00	0.02
Сумма	101.49	100.00	101.25	100.28
	на 8(O)			
Al	1.799	2.147	1.629	1.703
Cr	2.067	1.746	2.237	2.147
Fe ³⁺	0.133	0.107	0.133	0.144
Fe ²⁺	0.815	0.773	0.839	0.844
Mn	0.019	0.015	0.019	0.016
Mg	1.166	1.211	1.143	1.138
Zn	0.000	0.001	0.000	0.001
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.589	0.610	0.577	0.574
Cr/(Cr+Al)	0.535	0.448	0.578	0.558
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0.140	0.122	0.137	0.146

Примечание. с - ядро, г - край кристалла.

уже подчеркивалось в литературе [11]. Акцессорная шпинель гарцбургитов обладает умеренной хромистостью и низкой окисленностью, располагаясь на диаграмме [30] в поле альпинотипных гарцбургитов. Пониженная глиноземистость ортопироксена и, наоборот, довольно высокая хромистость акцессорной шпинели свидетельствуют, что изученные породы отличаются высокой деплетированностью некогерентными элементами и сформировались, вероятно, в условиях окраинноморского бассейна [11, 20, 33].

Основные и ультраосновные породы расслоенного комплекса наблюдаются в виде небольших бло-

ков среди серпентинитового меланжа. Наиболее крупное тело этих образований обнаружено в северной части острова [11]. Породы комплекса обладают хорошо выраженной полосчатостью, обусловленной чередованием лейкократовых (мощностью 0.5-10 см, иногда до 50 см) и меланократовых (мощностью 0.3-5 мм) полос. Лейкократовые полосы сложены оливинным куммулятивным габбро или габброноритом, а меланократовые - верлитом или плагиоклазсодержащим верлитом с линзовидными обособлениями оливинных пироксенитов. Нередко к границе лейкократовых и меланократовых полос приурочены маломощные

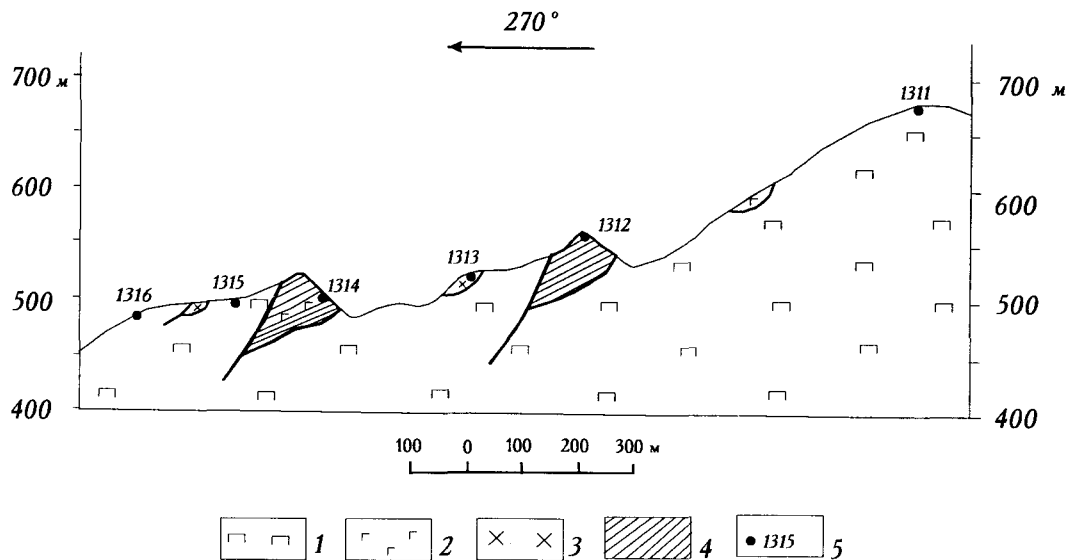


Рис. 2. Блоки метаморфических пород в серпентинитовом меланже о. Карагинского. Разрез через т.н. 1311-1316, истоки р. Мамикинваям

1 - серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты, 2 - изотропные метагаббро и ортоклазсодержащие метадоломиты, 3 - метаморфизованные тоналиты, 4 - эпидот-плагиоклаз-амфиболовые сланцы, 5 - точки наблюдений.

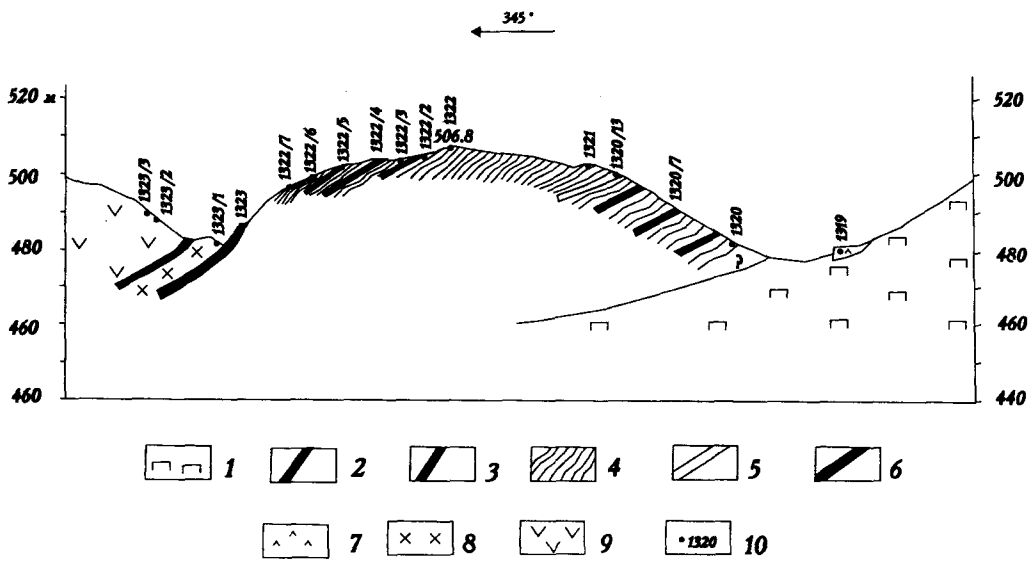


Рис. 3. Схематический разрез через крупный блок метаморфических пород среди серпентинитового меланжа. Истоки р. Мамакинваям, т.н. 1319-1323

1-7 - офиолитовый комплекс: 1 - серпентинизированные гарцбургиты, 2 - серпентиниты, 3 - листовчатые амфибол-плагиоклазовые сланцы, 4 - эпидот-плагиоклазовые сланцы, 5 - эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы, 6 - метадолериты и метагаббро-долериты, 7 - шаровые лавы базальтов; 8-9 - кремнисто-вулканогенный комплекс: 8 - трахиандезиты, 9 - туфы базальтов, кремнистые сланцы; 10 - точки наблюдений

зоны троктолитов. Состав минералов габброидной части разреза полосчатого комплекса приведен в табл. 1 (обр. 1342/1). Авгит габброидов интенсивно замещается зеленым амфиболом, а плагиоклаз - хлоритом и эпидотом.

Пироксениты образуют относительно крупные пластовые тела, но чаще слагают жилы и обособления в гарцбургитах и породах расслоенного комплекса. Это средне- и крупнозернистые породы, состоящие из оливина (35%), слабо зонального клинопироксена (60%) и буровой магнезиально-гастингситовой роговой обманки (по номенклатуре [34]), замещаемой зеленой магнезиальной роговой обманкой и актинолитом (см. табл. 1, обр. 1317). В качестве интеркумулусной фазы присутствует небольшое (до 1%) количество плагиоклаза. Оливин замещается серпентином в ассоциации с магнетитом.

Кумулятивные и изотропные мелко- и среднезернистые габбро образуют блоки и глыбы среди серпентинитового меланжа. Эти породы содержат бурый амфибол (до 60-70%), интенсивно замещаемый зеленой роговой обманкой и, затем, бесцветным актинолитом в ассоциации с хлоритом, и сосюритизированный плагиоклаз (до 30-40%). Иногда меланократовые разности габброидов преобразуются в горнблендиты.

Комплекс параллельных даек - существенная часть офиолитового разреза острова [8, 11, 18, 33]. Дайки мощностью от первых десятков сантиметров до нескольких метров образуют как отдельные самостоятельные тела, так и рои даек на флангах офиолитовой структуры. В строении дайкового комплекса устанавливаются все признаки спредингового происхождения: внедрение по центру и непрерывное наращивание

разреза из полудаек с односторонними зонами закалки в частях, удаленных от оси рифта.

Наибольшим распространением пользуются дайки диабазов и мелкозернистых габбро, более редки дайки диоритов, тоналитов и гранодиоритов. Диабазы - тонко- и мелкозернистые породы офиолитовой структуры, сложенные плагиоклазом An_{35-60} , клинопироксеном и магнетитом [8, 33]. Зоны закалки даек обладают гиалопидитовой структурой и содержат порфиновые выделения клинопироксена. В диоритах, тоналитах и гранодиоритах все первичные темноцветные минералы замещены хлоритом и волокнистым амфиболом, а плагиоклаз сосюритизирован.

Определения К-Аг возраста диабазов и диоритов, варьирующие от 79 до 95-102 млн лет [33], позволяют датировать образование дайкового, как и офиолитового комплекса в целом альб-кампанским временем [33].

Шаровые лавы базальтов формируют небольшие блоки среди серпентинитового меланжа. Размер шаров лав изменяется от 0.4 до 1 м, а стекловатая зона закалки составляет около 5 мм. Межшаровое пространство выполнено гиалокластитом. Базальты шаровых лав - порфиновые клинопироксен-плагиоклазовые породы, интенсивно спилитизированные. Вторичные минералы представлены хлоритом, альбитом, карбонатом, реже пумпеллитом и эпидотом. Поры и прожилки выполнены карбонатом.

Метаморфические породы, входящие в состав офиолитовой ассоциации о. Карагинского, образуют крупные (до 1.5 км) вытянутые блоки, залегающие в основании пластин гарцбургитов, и множество глыб и более крупных тел среди серпентинитового меланжа



4а



4б



5



4в

Рис. 4. Характер зональности кристаллов амфибола метаморфических пород о.Карагинского. а - обр. 1320/14, б -обр. 1321, в - обр. 1320/12. Без анализатора. Увел. 12.

Рис. 5. Реликты бурой магматической магнезиальной роговой обманки (ядро кристалла), окруженной оторочкой актинолита (узкая промежуточная зона) и каймой чермакитовой роговой обманки. Обр. 1304/10. Без анализатора. Увел. 12.

[8, 11, 21, 33] (рис. 2). Возраст метаморфических пород точно не установлен. Н.А.Храмов с соавторами [25] относили эти образования к среднему миоцену. Последующие геолого-съёмочные работы показали, что метаморфизм является более древним - допоздне-меловым [14]. Обнаружение альб-сеноманских и кампан-маастрихтских радиолярий в неметаморфизованных породах кремнисто-вулканогенного комплекса [4-6], тектонически перекрывающего офиолитовые образования, позволяет предполагать допоздне-меловой возраст протолита метаморфических пород. Геохимическое сходство метаморфических пород острова с альб-туронскими вулканитами гытгинского комплекса Олюторского хребта юга Корякского нагорья [9] может, вероятно, свидетельствовать об их близком возрасте [20]. К-Аг радиоизотопные определения, варьирующие от 30 ± 5 млн лет до 70 ± 2 млн лет [8, 11, 20], отвечают более поздним процессам динамотермального метаморфизма, связанного с отрывом и перемещением нагретых офиолитовых пластин.

Метаморфические породы - полосчатые метабазитовые сланцы, образовавшиеся за счет исходных алевроитовых и алевро-пелитовых туфов основного и, меньше, среднего состава, нередко обнаруживающих первичную слоистость и иногда градационную слоистость [21] и содержащих маломощные (до 0.5 м) прослойки туфосилицитов и согласные жильные тела долеритов и габбро-долеритов (рис. 3). Среди метабазитов преобладают эпидот-плагиоклаз-амфиболовые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу различными зелеными сланцами. В серпентинитовом меланже в северной части острова обнаружена единственная глыба полосчатых амфиболитов с небольшой примесью граната [11].

Эпидот-плагиоклаз-амфиболовые сланцы - порфиробластические породы с тонко- или мелкозернистой связующей массой, в составе которых главная роль принадлежит зеленому амфиболу, плагиоклазу An_{18-25} и эпидоту [21]. В подчиненных количествах отмечаются биотит, хлорит, кварц, ильменит и сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит). В составе метабазитов, возникших за счет долеритов и габбро-долеритов, клинопироксен почти нацело преобразован в зеленый амфибол, а плагиоклаз замещается олигоклазом (или альбитом), хлоритом, пренитом и карбонатом. В подчиненных количествах встречаются первичная бурая магнезиальная роговая обманка, калиевый полевой шпат, сфен и бурая алюмохромовая шпинель. Зеленые сланцы верхних частей разреза характеризуются различными количественными соотношениями альбита, хлорита, актинолита (или актинолитовой роговой обманки) и эпидота. Переслаивающиеся с ними кварциты и кварцитовидные сланцы состоят из кварца, хлорита, карбоната, актинолита, плагиоклаза, эпидота, реже мусковита и биотита. Иногда здесь

же отмечаются единичные прослойки мощностью до 2-3 м меланократовых хлорит-амфибол-эпидотовых (\pm плагиоклаз) сланцев, содержащих обильную сульфидную минерализацию (пирротин, халькопирит, арсенопирит). Эти породы отличает чрезвычайно низкая концентрация всех некогерентных элементов.

Роговая обманка сланцев характеризуется отчетливой зональностью. Центральные части ее зерен и узкие краевые каймы сложены актинолитом, а вся остальная часть кристаллов отвечает чермакитовой, феррочермакитовой или магнезиальной роговой обманке (по номенклатуре [34]). Во многих кристаллах отмечается пятнистая окраска - чередование зон актинолита и зеленого амфибола, отражающая незавершенность и неравновесность процессов замещения. Характер взаимоотношений актинолита и зеленого амфибола хорошо виден на рис. 4. В некоторых образцах сланцев в кристаллах амфибола сохраняются реликты клинопироксена и бурой магматической магнезиальной роговой обманки (рис. 5), указывающие на высокие скорости метаморфических преобразований исходных пород и незавершенность метаморфических процессов.

Характер зональности минералов сланцев свидетельствует об их полиметаморфической природе и осуществлялся в несколько этапов [20, 21]. Наиболее ранний метаморфизм фиксируется по реликтам актинолита в ядрах зональных кристаллов амфибола. Параметры этого метаморфизма ($T=305-365^\circ\text{C}$; $P < 1$ кбар) отвечают условиям фации зеленых сланцев. Этот метаморфизм осуществлялся при активном участии нагретой морской воды, о чем свидетельствует неравномерная спилитизация исходных пород. Величина $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ отношения, которая для неизменных базальтов срединно-океанических хребтов не превышает 0.32 [17], в метабазитах о.Карагинского варьирует от 0.21 до 1.0 [20].

Главный этап метаморфизма метабазитов связан с процессами тектонического отрыва и совмещения нагретых перидотитовых пластин офиолитового комплекса с островодужными отложениями при процессах океанического скучивания в конце позднего мела [20]. Параметры этого метаморфизма быстро снижаются с удалением от контактов с основанием офиолитовых тел от нижних частей амфиболитовой фации ($T=520-560^\circ\text{C}$; $P=3.7-5.1$ кбар) до зеленосланцевой фации ($T=450-490^\circ\text{C}$; $P=3-3.2$ кбар).

Локально в метаморфических породах проявлен диафорез зеленосланцевой фации ($T=330-350^\circ\text{C}$; $P < 1$ кбар), одновременный с зеленокаменным изменением островодужных вулканитов позднего мела [20] и обусловленный, видимо, тектоническим совмещением в эоцене офиолитовых образований с Карагинско-Говенской островной дугой при формировании аккреционной структуры о.Карагинского [8, 20, 33].

Флюидный режим метаморфизма можно рассчитать с помощью реакции карбонатизации эпидота, термодинамическое решение которой [1] и табличные данные коэффициентов фугитивности H_2O и CO_2 [13] позволяют при заданных значениях температуры и давления определить мольные доли и величины парциального давления H_2O и CO_2 во флюиде при условии $P_S = P_{H_2O} + P_{CO_2}$ и $X_{H_2O} + X_{CO_2} = 1$. Так, для эпидот-биотит-амфибол-плаггиоклазового сланца обр. 1320/13, T и P_S которого по амфибол-плаггиоклазовому геотермобарометру [15] равны соответственно $520^\circ C$ и 6 кбар, устанавливаем $P_{H_2O} = 5.1$ кбар, а $P_{CO_2} = 0.9$ кбар. Таким образом, прогрессивный этап метаморфизма исходных базитов о.Карагинского осуществлялся в условиях амфиболитовой фации при существенно водном составе флюидов.

ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Детальные данные по химическому составу пород офиолитовой ассоциации о.Карагинского приведены в работах [8, 11, 33]. Показано, что породы офиолитового разреза обладают петрогеохимическими характеристиками, типичными для океанических толеитовых серий, что позволяет рассматривать офиолиты острова в качестве фрагментов коры окраинноморского бассейна, испытавших в процессе формирования влияние флюидов, возникающих в зоне субдукции при дегидратации океанической плиты [8, 11].

Среди метаморфических образований о.Карагинского выделяются две геохимические группы [20, 21]. Породы I группы обладают повышенными содержаниями высокозарядных элементов (Ti, Zr, Y, Nb) при пониженных концентрациях крупноионных литофильных элементов (Sr, Ba, La, Ce). Деpleted спектр распределения РЗЭ этих пород с отчетливым дефицитом легких лантаноидов $(La/Sm)_N = 0.6-0.9$; $(La/Yb)_N = 0.6-0.9$ и содержание в породах изотопов неодима $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513140-0.513265$ аналогичны нормальным толеитам срединно-океанических хребтов. Сравнение содержаний петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов метабазитов I группы с титанистыми базальтоидами гытгинского комплекса альб-туронского возраста северной части Олюторского хребта Корякского нагорья [9] свидетельствует об их полной аналогии. Эти геохимические данные позволяют предполагать, что метабазиты I геохимической группы представляют собой фрагменты (блоки) древней океанической коры, сохранившиеся в аккреционной структуре о.Карагинского.

Породы II геохимической группы характеризуются пониженными концентрациями высокозарядных элементов и высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов. Содержания петрогенных и рассеянных элементов, спектры распределения РЗЭ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в этих породах аналогичны остро-

водужным толеитам [20]. Повышенная величина отношения изотопов стронция в этих породах обусловлена, вероятно, обогащением исходного субстрата субдукционной фазой, так как повышенные метки стронция характеризуются положительной корреляцией с повышенным содержанием крупноионных литофильных элементов [20]. Сравнение показывает, что концентрация петрогенных и рассеянных элементов в метабазитах II группы сходна с низкотитанистыми базальтоидами гытгинского комплекса Олюторского хребта юга Корякского нагорья [9].

ДИСКУССИЯ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД О.КАРАГИНСКОГО

Для аккреционной структуры о.Карагинского характерно сложное сочетание в едином разрезе комплексов пород, обнаруживающих сходство с образованиями спрединговых зон и активных вулканических дуг. В ее составе аккрецированы фрагменты древней океанической плиты (метабазиты I геохимической группы), пластины офиолитов более молодой, вновь сформированной в поздне меловом задуговом бассейне океанической коры, толеитовые и известково-щелочные вулканы активных островных дуг, включающие допоздне меловые метабазиты II геохимической группы и поздне меловые островодужные породы осадочно-вулканогенного и кремнисто-вулканогенного комплексов, перекрывающих офиолитовые образования, и палеогеновые терригенные отложения глубоководного желоба (см. рис. 1). Вулканы древней океанической плиты и толеиты активной островной дуги зонально метаморфизованы в подошве обдуктированных офиолитовых покровов молодой океанической коры.

Особенностью метаморфического комплекса о.Карагинского, что типично, вероятно, и для других аккреционных структур зоны перехода от континента к океану, является сохранение реликтов раннего океанического метаморфизма зеленосланцевой фации, на который накладываются процессы более высокотемпературного и более глубинного метаморфизма амфиболитовой фации, обусловленные перемещением нагретых офиолитовых пластин океанической коры в процесс океанического скучивания при смене в условиях островодужной системы режима растяжения на режим сжатия. Эти наложенные процессы характеризуются незавершенностью и неравновесностью метаморфических реакций и значительными градиентами физико-химических параметров, определяя зональное строение метаморфических ореолов в подошвах офиолитовых аллохтонов.

Сходные метаморфические преобразования, обусловленные тектоническим скучиванием и увеличением мощности океанической коры, наблюдаются и в пределах океанических структур, где продукты раннего океа-

нического метаморфизма сохраняются только в виде реликтов в более высокотемпературных и высокобарных парагенезисах метаморфических пород.

Примером метаморфических пород океанической коры, испытавших низкотемпературный океанический метаморфизм зеленосланцевой фации и последующий более высокобарный метаморфизм амфиболитовой фации, может служить офиолитовый комплекс, драгированный с подводной горы высотой более 2500 м в пределах Южно-Тихоокеанской котловины, на северо-западном продолжении зоны разломов Элтанин [16]. Поднятые здесь эпидот-плагноклаз-амфиболовые кристаллические сланцы, феррогаббродиориты, плагнограниты, метадолериты и metabазальты могут быть сопоставлены с верхами офиолитовых разрезов. Отчетливо выраженная оптическая и химическая зональность кристаллов амфибола сланцев и феррогаббродиоритов свидетельствует о двух этапах метаморфизма пород [19]. Первый этап отвечает низкотемпературным условиям океанического метаморфизма ($T=340-380^{\circ}\text{C}$; $P<1$ кбар) и обуславливает ретроградное замещение пироксена и магматического амфибола исходных пород актинолитом, ферроактинолитом и хлоритом, а плагноклаза - альбитом. Во второй этап образовавшиеся низкотемпературные амфиболы обрастают и замещаются высокоглиноземистым амфиболом - феррочермакитовой и ферропаргаситовой роговой обманкой (по номенклатуре [34]), определяя более высокие параметры наложенного метаморфизма ($T=520-570^{\circ}\text{C}$; $P=4-5$ кбар). Подобная смена условий метаморфизма связана, вероятно, с изменением геотектонического режима океанического метаморфизма на режим тектонического коробления, скупивания и увеличения мощности океанической коры, обусловленный ее движением на северо-запад от Восточно-Тихоокеанского поднятия вдоль зоны разломов Элтанин. Это перемещение океанической коры и связанное с ним тектоническое скупивание, обуславливающее резкое увеличение мощности коры и высокобарный метаморфизм пород, подтверждается удревнением возраста магматических пород вдоль хребта Луисвилл, располагающегося на продолжении зоны разломов Элтанин [28, 35, 36].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолитовые образования о.Карагинского Восточной Камчатки образуют относительно крупные аллохтонные пластины в водораздельной части и более мелкие фрагменты серпентинитового меланжа среди палеогеновых отложений восточной части острова. Строение офиолитового комплекса, как и всего острова в целом, чешуйчато-надвиговое, обусловленное аккреционными процессами, компенсированными спрединговыми явлениями в осевой части Командорской

котловины Берингова моря в среднем олигоцене-среднем миоцене [2].

Перидотиты, преобладающие среди пород офиолитового комплекса, представлены деплетированными гарцбургитами, особенности минералов которых свидетельствуют об их формировании в задуговом бассейне. Все породы офиолитового комплекса характеризуются петрохимическими чертами, типичными для океанических толеитовых серий [8, 11, 33] и рассматриваются в качестве фрагментов коры окраинноморского бассейна энсиматической допозднемеловой островодужной системы, испытавших в процессе формирования воздействие водного флюида, возникающего в зоне субдукции при дегидратации океанической плиты [8, 11].

Метаморфические породы тесно связаны с аллохтонными пластинами перидотитов офиолитовой ассоциации, залегая в их основании или в виде блоков среди серпентинитового меланжа. Среди метаморфических образований различаются породы двух геохимических групп. Породы I группы, обладающие повышенными содержаниями высоkozарядных элементов, пониженными концентрациями крупноионных литофильных элементов, деплетированным спектром распределения РЗЭ с отчетливым дефицитом легких лантаноидов, аналогичны по составу нормальным толеитам срединно-океанических хребтов, что подтверждается также распределением в них изотопов неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513140-0.513265$. Породы II геохимической группы характеризуются пониженными содержаниями высоkozарядных элементов и высокими концентрациями крупноионных литофильных элементов. Спектры распределения РЗЭ и отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах аналогичны островодужным толеитам. Предполагается, что сонахождение в составе метаморфических образований о.Карагинского пород, имеющих сходство с толеитами спрединговых зон и островных дуг, обусловлено процессами тектонического скупивания в островодужной системе в конце позднего мела.

Метаморфизм этих отложений отличается полиметаморфическим характером и осуществлялся в несколько этапов. Ранний океанический метаморфизм отвечает условиям зеленосланцевой фации и сопровождался неравномерной спилитизацией исходных пород. Реликты океанического метаморфизма сохраняются в виде ядер актинолита зональных кристаллов амфибола метаморфических пород. Наложный метаморфизм обусловлен термальным воздействием нагретых офиолитовых масс молодой океанической коры, возникшей в задуговом бассейне допозднемеловой островодужной системы, при их тектоническом взаимодействии с островодужными отложениями этой системы, содержащими захороненные блоки более

древней океанической коры. Окончательное формирование аккреционной призмы о.Карагинского с включением в ее структуру пород офиолитовой ассоциации датируется поздним эоценом и происходило после отложения вулканогенно-молассоидного комплекса среднего эоцена-раннего миоцена [8, 33]. Наложенный метаморфизм, ответственный за образование химической и оптической зональности минералов метаморфических пород, отличается значительными градиентами, незавершенностью и неравновесностью метаморфических реакций; его параметры быстро снижаются с удалением от подошвы офиолитовых пластин от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

Сходные процессы совмещения продуктов различных геодинамических обстановок метаморфизма исходных пород типичны, вероятно, не только для аккреционных призм островодужных систем, но также и для внутриокеанических структур ложа океана, например для офиолитового комплекса северо-западного продолжения зоны разломов Элтанин в Тихом океане. Дальнейшие детальные исследования позволят подтвердить это предположение на более представительном материале.

БЛАГОДАРНОСТИ

Финансовая поддержка исследований И.А.Тарарина осуществлялась Российским фондом фундаментальных исследований (грант 95-05-14644), а исследований Д.У.Ли и Дж.Г.Джонг - Программой Главного научно-исследовательского Института Министерства образования Республики Корея, 1997, проект BSR1-97-5418.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 183 с.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
3. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189-217.
4. Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Политов А.Т., Цуканов Н.В. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21-34.
5. Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Беринговоморского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеан. геология. 1985. №4. С. 84-93.
6. Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст вытннской серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №12. С. 71-78.
7. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
8. Геология западной части Беринговоморья / В.Д.Чехович, Н.А.Богданов, И.Р.Кравченко-Бережной, Г.Ю.Аверина, А.Ю.Гладенков, С.М.Тильман. М.: Наука, 1990. 159 с.
9. Геология юга Корякского нагорья/ Н.А.Богданов, В.С.Вишневская, П.К.Кепежинская, А.Н.Сухов, А.В.Федорчук. М.: Наука, 1987. 168 с.
10. Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР, 1969. Т. 187, №5. С. 1117-1119.
11. Кравченко-Бережной И.Р. Петрология и геохимия базальтов офиолитовой ассоциации острова Карагинского (Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 92-98.
12. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
13. Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наукова думка, 1978. 150 с.
14. Мельникова С.А., Долматов Б.К. К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Карагинского // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 185-186.
15. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.
16. Пущин И.К., Тарарин И.А., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Чудаев О.В. Верхи офиолитовой ассоциации юго-западной Пацифики к северо-востоку от Новой Зеландии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, №4. С. 945-949.
17. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т.3, №1. С. 24-36.
18. Симкин Г.С. Тектонические покровы и серпентинитовый меланж о.Карагинского (Восточная Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 4. С. 55-59.
19. Тарарин И.А. Высокобарный метаморфизм в породах океанической коры (на примере офиолитового комплекса зоны разломов Элтанин, Тихий океан) // Докл. Акад. наук. Россия. 1997. Т. 354, №5. С. 665-668.
20. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о.Карагинского (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №2. С. 19-31.
21. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Метаморфический комплекс о.Карагинский (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1993. №2. С. 62-76.
22. Федорчук А.В. Полигенетические офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №2. С. 14-28.
23. Федорчук А.В. Геохимические особенности океанических фрагментов Восточной Камчатки // Докл. Акад. наук. Россия. 1992. Т. 332, №6. С. 1152-1157.
24. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
25. Храмов Н.А., Флоренский И.В., Лебедев М.М. Миоценовые метаморфические породы о.Карагинского // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968. С. 27-28.

26. Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. №1. С. 107-109.
27. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
28. Ballance P.F., Barron J.A., Blome C.D. et al. Late Cretaceous pelagic sediments, volcanic ash and biotas from the Louisville hotspot, Pacific plate, paleolatitude ~42°S // Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 1989. V. 71, N 3/4s. P. 281-299.
29. Bogdanov N.A. and Fedorchuk A.V. Geochemistry of Cretaceous oceanic basalts of the Olutorsky Range (Bering Sea) // Ofioliti. 1987. V. 12, N1. P. 113-124.
30. Dick H.J., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86, N 1. P. 54-76.
31. Fedorchuk A.V. Ophiolites of the Kamchatsky Mys Peninsula (Eastern Kamchatka) // Ofioliti. 1989. V. 14, N1/2. P. 3-12.
32. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P. and Shcherbinina E.A. MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence on Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // Ofioliti. 1990. V. 15, N 2. P. 231-250.
33. Kravchenko-Berezhnoy I.R. and Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // Ofioliti. 1991. V. 16, N 2. P. 79-110.
34. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1978. V. 16, N4. P. 501-520.
35. Lonsdale P. Geography and History of the Louisville hotspot chain in the southwest Pacific // J. Geophys. Res. 1988. V. 93, N 4. P. 3078-3104.
36. Watts A.B., Weissel J.K., Duncan R.A., Larson R.L. The origin of the Louisville Ridge and its relationship to the Eltanin Fracture Zone System // J. Geophys. Res. 1988. V. 93, N 4. P. 3051-3077.

Поступила в редакцию 15 сентября 1997 г.

Рекомендована к печати Карсаковым Л.П.

I.A. Tararin, D.U. Li, J.G. Jong

Ophiolite covers of Karaginsky Island (East Kamchatka), and the peculiarities of metamorphism at their base

The ophiolite assemblages of Karaginsky Island composing serpentinitized peridotites, serpentinite melange, a layered complex of basic and ultrabasic rocks, a complex of parallel dikes, globular lavas of basalts and apobasite metamorphic rocks form relatively large allochthonous sheets in the watershed area of the island and smaller fragments among the Paleogene deposits of its eastern part. The structure of the ophiolite complex as well as of the island as a whole is thrust-imbricated conditioned by accretion processes, which compensated spreading in the axial zone of the Commander basin of the Bering Sea in the Middle Oligocene – Middle Miocene. The composition of harzburgite minerals prevailing among the ophiolite sheets is evidence of their formation at the expense of the strongly depleted mantle source of a back-arc basin.

The metamorphic rocks occurring at the base of the ophiolite sheets or as blocks amongst the serpentinite melange are represented by apobasite crystalline and green schists, corresponding to tholeiitic composition of spreading zones and island arcs. Metamorphism of the initial deposits involved several stages. Relics of the earliest oceanic green-schist metamorphism, accompanied by irregular spilitization, are retained in the cores of zonal amphibolite crystals of metamorphic rocks. Superimposed metamorphism is caused by the thermal effect of the heated ophiolite masses of the young oceanic crust, originated in the conditions of a back-arc basin of the pre-Upper Cretaceous island-arc system and tectonically matched with the island-arc deposits of this system under extension regime changed by compression regime. This metamorphism, responsible for the origin of optical and chemical zoning of metamorphic minerals, is dated as 70 ± 2 Ma by K-Ar method and differs in the high gradients of metamorphic parameters, non-completeness and irregularity of metamorphic reactions; its parameters get quickly lower at a distance from the amphibolite – green-schist ophiolite sheets.

It is presumed that such matchings of metamorphic processes of different geodynamic environments are not only possible in the accretionary prisms of island-arc systems, but also in the intraoceanic structures of the ocean floor.

СТРУКТУРЫ РАННЕКОЛЛИЗИОННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

В.Ю. Фридовский

Академия наук Республики Саха (Якутия), г. Якутск

Раннеколлизийные золоторудные месторождения формировались в поздней юре-неокоме в начале процесса коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна с восточной окраиной Сибирского континента. Они образуют протяженный пояс в Западно-Верхоянском секторе и в западной зоне Южно-Верхоянского синклиория Верхоянского складчато-надвигового пояса. Подчеркивается связь золото кварцевого оруденения с тектоно-метаморфическими преобразованиями терригенных пород. Показано, что главными рудоконтролирующими структурами являются зоны скальвания, по которым происходили ранние надвиги. Установлены поздние наложенные деформации рудоконтролирующих структур, коррелирующиеся с региональными геодинамическими событиями. Охарактеризованы геологические структуры Дьяндинско-Охонсойского и Юрско-Бриндакитского рудных узлов. Рудные узлы имеют дискретное линзовидно-полосовое строение с чередованием интенсивно и слабо дислоцированных пластин, формирующих структуру чешуйчатого веера с листрическим типом смесителей. Пластическое течение пород является ведущим деформационным механизмом. Прослеживается связь морфологических особенностей рудных тел с различными типами зон скальвания. Выявленные особенности структурного контроля размещения оруденения детально изученных участков характерны также для других объектов Верхоянского пояса раннеколлизийных золоторудных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

Раннеколлизийные золоторудные месторождения Верхоянского складчато-надвигового пояса образуют протяженный пояс, вытянутый в долготном направлении на расстояние около 1700 км от побережья моря Лаптевых на севере до р. Мая на юге. Их формирование связывается с началом коллизийных процессов на востоке Сибирского континента [21], обусловленных причленением к Сибири в поздней юре-неокоме Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна [16].

Вопросы строения, структурной эволюции и геодинамических условий формирования золоторудных месторождений изучены недостаточно полно. Их анализ имеет важное значение, поскольку раннеколлизийные золоторудные месторождения по сравнению с другими типами наиболее тесно связаны с деформационно-метаморфическими событиями. Автором проведены специальные структурные исследования отдельных месторождений золота Верхоянского складчато-надвигового пояса, учитывающие новые данные о региональном строении и геодинамической эволюции территории [16, 25, 26]. В статье рассматриваются результаты этих исследований, ранее частично опубликованные [19-21, 24], позволившие установить особенности строения, структурного развития и размещения раннеколлизийных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Верхоянский складчато-надвиговый пояс прослеживается к востоку от Сибирской платформы. Он сформирован на месте пассивной континентальной окраины, существовавшей с карбона до средней юры [16]. На западе пояс системой фронтальных надвигов отделяется от платформенных структур. На северо-востоке граница со смежными структурами Кулар-Нерского сланцевого пояса проводится по Адыча-Тарынской зоне разломов; а на юго-востоке - по Билякчанской зоне разломов, отделяющей пояс от структур Охотского террейна. Пояс разделяется на три сектора: Западный, Восточный и Южный (рис. 1).

Западно-Верхоянский сектор сложен преимущественно каменноугольными и пермскими терригенными толщами, Восточно-Верхоянский сектор - триасовыми и юрскими отложениями. По структурным особенностям и строению геофизических полей в Западно-Верхоянском секторе выделяются сегменты - Хараулахский, Орулганский, Куранахский и Бараинский [26].

Южно-Верхоянский сектор состоит из долготных Кыллахской, Сетте-Дабанской зон и Южно-Верхоянского синклиория [17]. Южно-Верхоянский синклиорий образован верхнепалеозойскими турбидитами и нижнемезозойскими лагунно-континентальными и

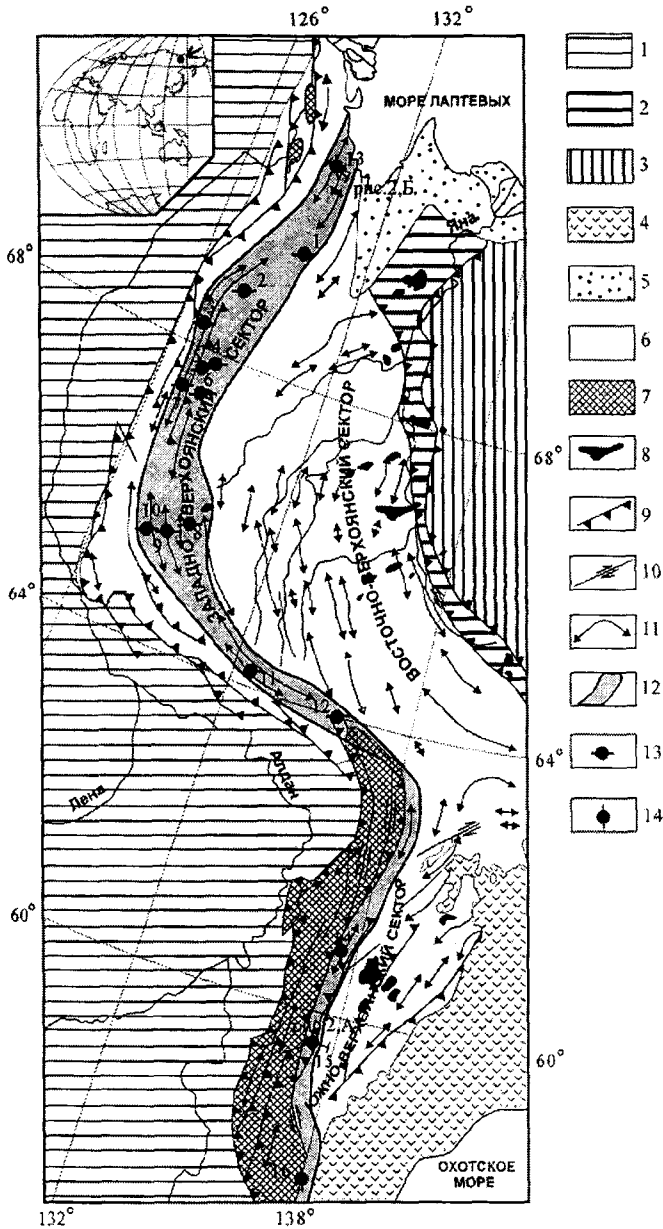


Рис. 1. Схема размещения раннеколлизийных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса.

1 - Сибирская платформа; 2 - Кулар-Нерский сланцевый пояс; 3 - Колымо-Омолыйский супертеррейн; 4 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 5 - кайнозойские отложения; 6-7 - Верхоянский складчато-надвиговый пояс: 6 - верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения, 7 - средне- и нижнепалеозойские, вендские и рифейские отложения; 8 - граниты; 9 - надвиги; 10 - сдвиги; 11 - оси складок; 12 - пояс раннеколлизийных золоторудных месторождений; 13 - рудные зоны: 1 - Мейчанская, 2 - Джарджанская, 3 - Балаганахская, 4 - Серегинская, 5 - Айалырская, 6 - Судьядалахская, 7 - Имтачанская, 8 - Кыгылтасская, 9 - Саганджинская, 10 - Китинская, 11 - Бараинская, 12 - Харанкагская; 14 - рудные узлы: 1 - Дьяндинско-Охоносойский, 14 - Булар-Оночолохский, 15 - Юрско-Бриндакитский, 16 - Курун-Уряхский. Прямые линии показывают положение структурных разрезов поперек Юрско-Бриндакитского (рис. 2, А) и Дьяндинско-Охоносойского (рис. 2, Б) рудных узлов.

прибрежно-морскими терригенными толщами. В Южно-Верхоянском синклинии выделяются 5 магматических ассоциаций: диоритовая малых интрузий, гранодиорит-гранитная, диорит-гранодиорит-гранитная, лейкогранитная и дацит-липаритовая субвулканическая [22]. Граниты Южно-Верхоянского синклинии вместе с небольшими массивами Восточно-Верхоянского сектора объединены в продольный пояс в осевой части Верхоянского складчато-надвигового пояса [16].

Для Верхоянского складчато-надвигового пояса характерны протяженные (150-200 км) кулисообразно расположенные концентрические складки; интенсивная складчатость отмечается в узких зонах [6,7]. Морфолого-кинематические особенности разрывных нарушений детально изучены во фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса [17,26]. Здесь широко проявлены покровно-надвиговые и сдвиговые дислокации, установлено неоднократное проявление тектонических движений [14-17, 26].

В Верхоянском складчато-надвиговом поясе выделяются три группы структур золоторудных полей: раннеколлизийная, позднеколлизийная и субдукционная [21,24]. Оруденение раннеколлизийной структурной группы имеет наибольшее распространение. Оно древнее коллизийных гранитоидов, локализованных в осевой части Верхоянского складчато-надвигового пояса, которые датируются в 120-90 млн лет [25]. В Южно-Верхоянском синклинии контактовые роговики, сопряженные с гранитоидами, наложены на метаморфические породы, трассируемые продольными к складчатости рудоконтролирующими разломами. К позднеколлизийной группе относятся структуры рудных полей, связанные с кульминацией коллизии в раннем мелу. Субдукционная группа рудных полей связана с альб-позднемеловым Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом, трассирующим активную континентальную окраину на востоке Сибирского континента [21].

Пояс раннеколлизийных месторождений прослежен в Хараулахском, Орулганском, Куранахском и Бараинском сегментах Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [8]. К югу он продолжается в западной зоне Южно-Верхоянского синклинии, в пределах Аллах-Юньской золотоносной полосы, выделенной в 30-х годах Ю.А. Библиным [5]. Ширина пояса достигает 100 км. В его пределах оруденение концентрируется в отдельных рудных зонах и узлах (рис. 1). В Хараулахском сегменте расположен Дьяндинско-Охоносойский рудный узел. В Орулганском сегменте выделяются Мейчанская, Джарджанская, Балаганахская, Серегинская, Айалырская, Судьядалахская, Имтачанская рудные зоны, в Куранахском сегменте - Кыгылтасская, Саганджинская, Китинская рудные зоны [2,8]. К югу в Бараинском сегменте известна одноименная рудная

зона. На границе с Сетте-Дабаном расположена Харанкагская рудная зона. В Южно-Верхоянском синклинии размещаются Булар-Оночолохский и Юрско-Бриндакитский рудные узлы. На южной периферии пояса в бассейне р. Мая расположен Курун-Уряхский рудный узел [18].

Оруденение ассоциируется с зонами метаморфических изменений пород [2, 3]. Они характеризуются развитием рекристаллизационно-бластических структур, сланцеватых текстур, сульфидизации, обогащением дисперсным органическим веществом. Метаморфические изменения обычно соответствуют низким ступеням зеленосланцевой фации; известны участки более глубокой переработки пород [3, 23]. Преобразования пород сопровождаются перераспределением золота и других компонентов между петрографическими разностями, затронутыми метаморфизмом, что может служить основой прогнозных построений [4,9,10].

Оруденение представлено многоярусными меж- и внутрипластовыми телами на крыльях и в замках складок, штокверками и секущими жилами, подчиненными элементам стратификации пород. Согласно рудные тела получили максимальное распространение. Для них характерно отменяемое многими исследователями зональное строение. На контактах жил развит ранний кварц серого цвета тонкополосчатой текстуры, к центру сменяемый поздним молочно-белым кварцем массивной текстуры [2,8,11]. Ранний кварц размещается на участках складчатых структур, претерпевших активные межпластовые перемещения, с развитием межслоевых тонкого сланцевого кливажа и тектонитов. Он замещает рассланцованные породы и вследствие этого приобретает тонкополосчатое строение. Обычно жилы включают угловатые обломки вмещающих пород размером до первых десятков сантиметров в поперечнике. Наибольшее развитие ксенолиты получили в секущих внутрипластовых жилах. Максимальная мощность рудных тел составляет 3-4 м, протяженность до первых километров.

Вещественный состав рудных тел типичен для месторождений малосульфидной золотокварцевой формации и сохраняется на всем протяжении Верхоянского пояса раннеколлизийных золоторудных месторождений [2]. Количество рудных минералов редко превышает 1-2%. Наиболее часто встречаются пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит. Главные жильные минералы представлены кварцем и карбонатами. Выделяются четыре минеральные ассоциации: ранняя кварц-пирит-арсенопиритовая, существенно кварцевая, продуктивная кварц-золото-галенит-сфалеритовая, поздняя карбонат-кварцевая [11]. В значительном количестве (до сотен грамм на тонну) золото также содержится в пирите и арсенопирите ранней ассоциации.

СТРУКТУРА ЮРСКО-БРИНДАКИТСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Юрско-Бриндакитский рудный узел расположен в западном крыле Минорской зоны повышенной деформированности пород, отделяющей центральную и западную зоны Южно-Верхоянского синклинория (рис.2,А). Зона прослеживается в меридиональном направлении и на правом берегу р.Аллах-Юнь сменяется системой кулисообразных нарушений, объединяемых в Кидерикинский разлом. В осевой части Минорской зоны наблюдается крутое моноклиальное падение пород к востоку. В западном крыле зоны вскрываются верхнекаменноугольные толщи, смятые в складки различной напряженности. Восточное крыло характеризуется развитием нижнепермских отложений, деформированных в простые открытые складки.

Границы Юрско-Бриндакитского рудного узла проводятся по выходу на поверхность рудовмещающих отложений суркеченской и хальбиньской свит, которые в виде полосы шириной до 5 км вытягиваются в меридиональном направлении на расстояние 36 км.

Складчатая структура Юрско-Бриндакитского рудного узла представляет собой систему открытых слабооффрированных синклиналей и антиклиналей с зеркалом складчатости, погружающимся (10-15°) к востоку. Шарниры складок полого (5-20°) погружаются к центру рудного поля, подчеркивая наличие поперечного перегиба. Наиболее крупные складчатые структуры прослеживаются через рудное поле и имеют горизонтальный размах крыльев до 1 км. Вергентность складчатых структур меняется от западной (на севере и юге рудного поля) до восточной (в центральной части). Складки асимметричные с короткими западными и более протяженными восточными крыльями антиклиналей. Параллельно осевым поверхностям концентрических складок развит трещинный кливаж (кливаж разлома), макроскопически проявленный поверхностями частой делимости алевро-пелитовых пород и почти не развитый в псефо-псаммитовых толщах.

На отдельных участках напряженность складчатости возрастает. Появляются изоклиальные и сжатые складчатые формы, которые образуют линзовидно-полосовые узоры невыдержанной ширины. Сжатые и изоклиальные складки составляют до 25% поперечного сечения Юрско-Бриндакитского рудного узла. Отмечается наличие вертикальной структурной зональности - изоклиальные и сжатые складки на верхних горизонтах сменяются открытыми складками.

Напряженная складчатость сопровождается зоны скальвания (shear zone), являющиеся главными рудо-контролирующими структурами Юрско-Бриндакитского рудного узла [20]. Они представлены близкими к плоскостным зонами повышенной деформированности.

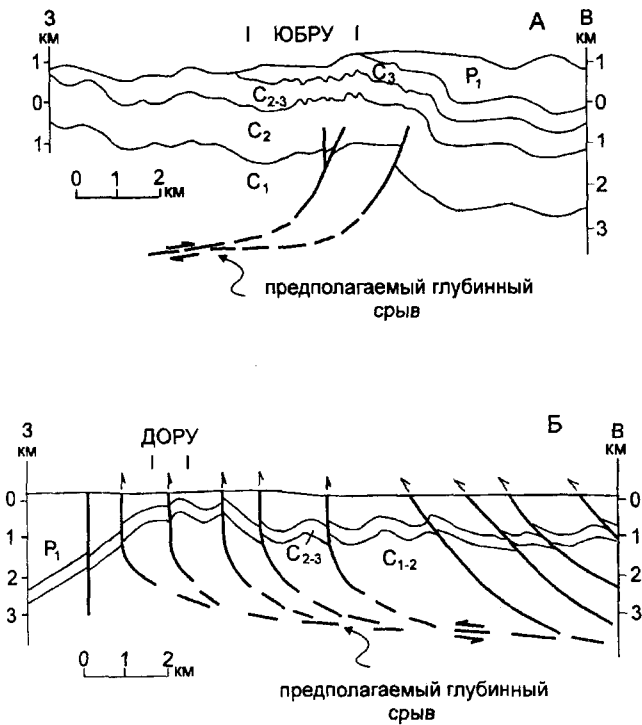


Рис.2. Структурные разрезы Юрско-Бриндакитского (А) и Дзяндинско-Охотонойского (Б) рудных узлов. Положение разрезов показано на рис.1. ЮБРУ - Юрско-Бриндакитский рудный узел, ДОРУ - Дзяндинско-Охотнойский рудный узел.

ти, в которых отношение длины к ширине более чем 5:1, окруженными менее деформированными породами [27, 28]. Выделяются три типа зон скалывания. Пластичные зоны скалывания (ductile shear zone) характеризуются развитием деформаций без нарушений сплошности пород с участием процессов тектонического течения. Хрупкие зоны скалывания (brittle shear zone) сопровождаются разломами и односистемными трещинами. Переходные структуры относятся к хрупко-пластичным зонам скалывания (brittle-ductile shear zone) [27, 28]. В зонах скалывания деформации осуществляются путем многочисленных дифференцированных трансляций пород по плоскостям сланцевого кливажа в направлении под углом к слоистости.

Детальное строение зон скалывания изучено на Юрском месторождении (рис. 3). Выделяются четыре зоны скалывания близдолготного простирания. Они располагаются согласно залеганию кливажа и осевых поверхностей ранних складок скалывания (F_1). Около зон скалывания напряженность складчатости и деформированность пород возрастает. На рис.4 показано рудное тело, положение которого контролируется зоной скалывания. Рудное тело размещается в основании пласта песчаников мощностью от 0.1 до 1.3 м. Оно деформировано в разноамплитудные складки, полюса слоистости которых рассеиваются по дуге большого круга, что указывает на цилиндрический тип

складчатости (рис.4, А). В мульде западной синклинали складки наблюдается радиальный кливаж. Нарушения кливажа связываются с коаксиальным дожатием в завершении первого этапа деформаций. В восточной части разреза интенсивность деформации нарастает. Отмечаются золотокварцевые жилы, смятые в изоклинальные складки с запрокидыванием к западу.

Анализ массовых замеров трещин указывает на развитие трех статистических максимумов, образующих два пояса полюсов трещин (рис.4,В). Вдоль первого пояса, проходящего через центр стереографической проекции, располагаются первый и второй статистические максимумы. Максимум S_1 отвечает положению кливажных трещин, S_{II} сопоставим с близгоризонт-

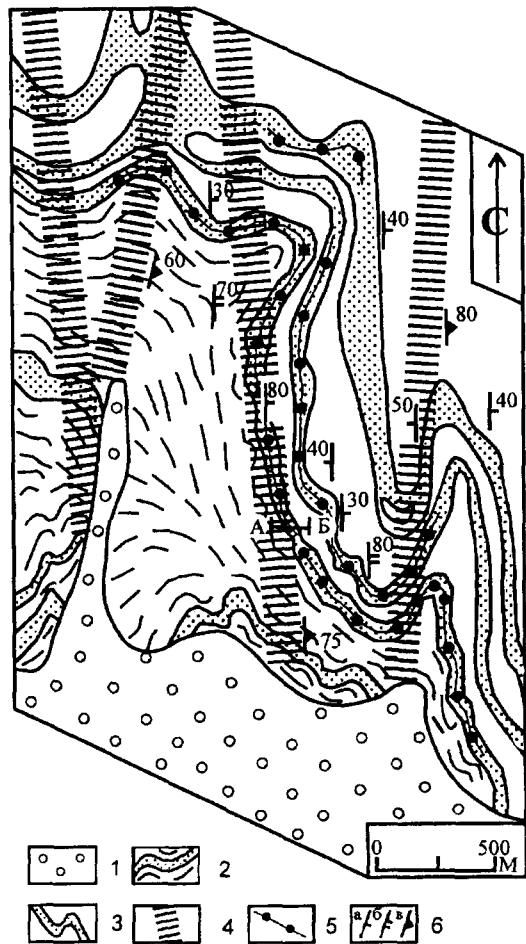


Рис. 3. Схема геологического строения Юрского месторождения.

1 - кайнозойские отложения; 2-3 - суркеченская свита: 2 - нижняя подсвита - алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов, 3 - верхняя подсвита - алевролиты с прослоями песчаников; 4 - зоны скалывания; 5 - рудные тела; 6 - залегание: а - слоев, б - кливажа, в - зон скалывания; АБ - положение геологического разреза, показанного на рис. 4.

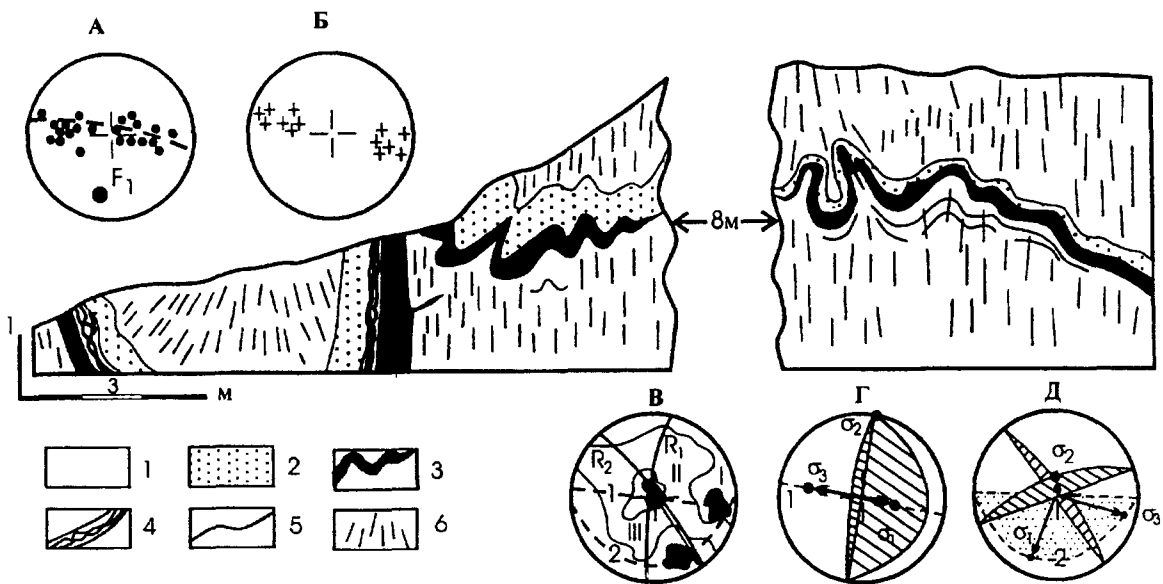


Рис. 4. Стратифицированное рудное тело Юрского месторождения.

1 - алевролиты; 2 - песчаники; 3-4 - кварцевые жилы: 3 - массивной текстуры, 4 - полосчатой текстуры, 5 - слоистость, 6 - кливаж. Стереограммы (даны в проекции на верхнюю полусферу): А - полюса слоистости, F_1 - расчетное положение шарниров складок, прерывистой линией показан пояс полюсов слоистости, Б - полюса кливажа, В - полюса трещин (120 замеров, изолинии 1-4%), пунктир - пояс полюсов трещин (динамокинематическая плоскость), сплошные линии - проекции разломов (R), Г, Д - реконструкции ориентировок осей напряжений: σ_3 - ось максимальных сжимающих напряжений, σ_1 - ось минимальных сжимающих напряжений, σ_2 - промежуточная ось.

тальными трещинами отрыва. Первый пояс полюсов трещин соответствует взбросовому полю тектонических напряжений с близширотной ориентировкой оси сжатия (δ_3 - аз. 95° угол 38° , δ_2 - аз. 190° угол 0° , δ_1 - аз. 280° угол 52°) (рис. 4, Г). Второй пояс полюсов трещин фиксирует более позднее сдвиговое поле тектонических напряжений (δ_3 - аз. 290° угол 4° , δ_2 - аз. 170° угол 80° , δ_1 - аз. 20° угол 10°) (рис. 4, Д).

С зонами скалывания пространственно сопряжены сланцевый кливаж, складки скалывания, муллион- и будинаж-структуры, транспозиционные элементы (рис. 5). С развитием сланцевого кливажа первичные осадочные текстурно-структурные признаки сохраняются в реликтовых блоках. Характерны ступенчатые смещения микролитонов амплитудой до нескольких сантиметров. В шлифах согласно кливажным направлениям располагаются реликтовые и новообразованные минералы (кварц, полевые шпаты, хлорит, серицит), образуя лепидогранобластовую структуру и сланцевато-линзовидную текстуру пород. Эллиптичность порфиорокlastов возрастает, они испытывают вращение, а также разъединяются (микробудинаж).

Складки скалывания характеризуются увеличенной (в 2-5 раз и более) мощностью пород в замках, сравнительно с крыльями. Это связывается с перемещением вещества пород параллельно сланцевому кливажу. На участках высокоградиентного течения слоистость осложняется фестончатостью, желобчатостью,

бугорчатостью, муллион-структурами (рис. 5). Крылья складок разобщаются, формируя блок-будины неправильно угловатой, уплощенно-линзовидной и дисковидной формы, ограниченные кливажем (рис. 5, Ж). Величина деформации, рассчитанная по разобщению будин в направлении а-оси, оценивается в 500-600%.

В участках пересечения зонами скалывания толщ, сложенных тонко переслаивающимися песчаниками и алевролитами развиваются транспозиционные структуры - нарушения, формирующиеся при течении вещества пород по кливажу с утратой и разобщением слоистости. Здесь же устанавливается тектонический меланж, представленный включениями песчаников, заключенных в дислоцированном алевролитовом матриксе. Обломки имеют линзовидное строение, вытянуты длинными осями по падению кливажа. Будинаж от меланжа отличается цепочечным расположением обломков сходного состава и строения.

На структуры первого, главного этапа деформаций наложены складки с крутыми шарнирами, погружающимися к северо-западу (рис. 5, Е). Складки F_2 развиваются на крыльях разломов близмеридиональной ориентировки со сдвиговым характером перемещения. На наложенные сдвиговые деформации указывают изгибы в-линейности пересечения слоистости и кливажа (S_1), которые фиксируются на кливажных поверхностях. Во второй этап деформаций сформированы также разломы северо-западного простирания, смещающие золотокварцевые тела. Для них харак-

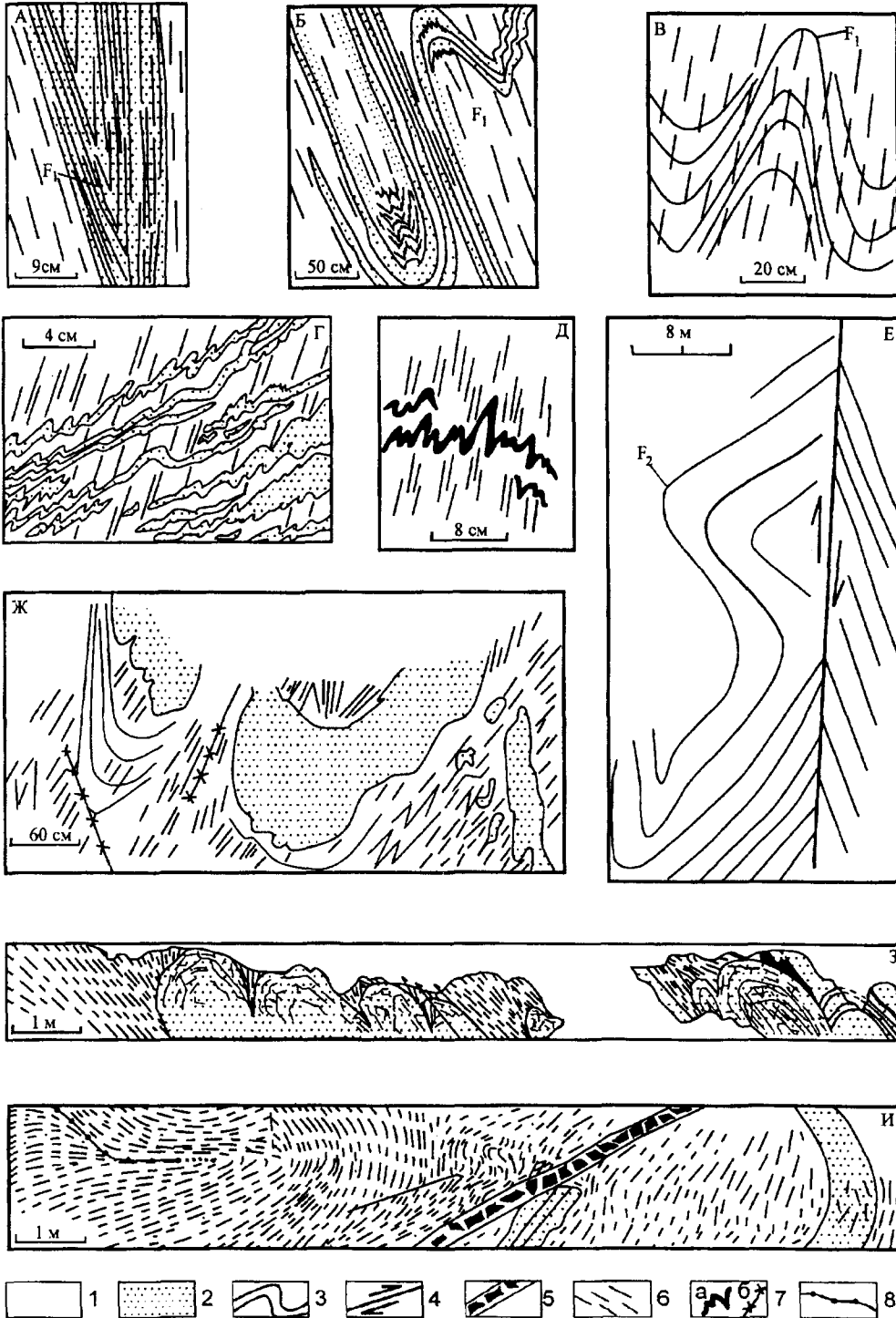


Рис. 5. Деформации в верхнекаменноугольных отложениях Юрско-Бриндакитского рудного узла.

1 - алевролиты, 2- песчаники, 3 - слоистость, 4 - разломы, 5 - брекчии, 6 - кливаж, 7 - кварцевые: а - жилы, б - прожилки, 8 - осевая поверхность складки третьей генерации.

А,Б,В - изоклинные и сжатые складки пластического течения первой генерации (F_1); Г - структуры начальной транспозиции; Д - птигматитовые складки; Е - складки второй генерации; Ж - блок-будины, З - муллион-структуры; И - складки третьей генерации (F_3).

терны левосдвиговые перемещения, с амплитудой до первых десятков метров. Разломы выполнены окварцованными брекчиями с убогой пиритизацией.

Наиболее поздние нарушения устанавливаются по деформациям кливажа и слоистости в верховьях руч. Смелый (рис. 5,И). Кливаж образует изоклиральную складку с шарниром полого погружающимся к юго-западу, формирование которой увязывается с перемещениями по надвигу юго-восточного падения.

СТРУКТУРА ДЪЯНДИНСКО-ОХОНОСОЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Дьяндинско-Охонсойский рудный узел расположен на севере Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса в зоне Центрально-Верхоянского разлома (см.рис.2,Б). Рудный узел сложен нерасчлененными средне-верхнекаменноугольными алевролитами с пластами песчаников, нижнепермскими турбидитами унгохтажской и халджинской свит, представленными алевролитами, переслаивающимися с песчаниками и глинистыми сланцами (рис. 6). Отмечается приуроченность золото-кварцевого оруденения к трем стратиграфическим горизонтам, в пределах которых рудные тела представлены согласными и секущими жилами, штокверками в пластах песчаников [1].

Геолого-структурный разрез Дьяндинского месторождения, основанный на наблюдениях в береговых обрывах левого и правого бортов руч. Дьянди, показан на рис. 7. В разрезе вскрывается круто падающая хрупкая зона скалывания. Предполагается листрический характер сместителя и его слияние на глубине около 3 км с глубинным срывом (детachment), выделяющимся по данным [26] в основании Верхоянского терригенного комплекса (см.рис.2,Б). Восточный контакт зоны скалывания бронируется пластиной, сложенной переслаиванием алевролитов и песчаников верхней подсвиты унгохтажской свиты, которые вмещают пластовые золотокварцевые тела (см.рис.7). Западное ограничение устанавливается по уменьшению интенсивности деформаций пород. Зона скалывания сложена деформированными блоками терригенных пород, заключенными в милониты с включениями кварцевого материала. Маломощные (15-40 см) пласты песчаников расчленяются кливажем на блок-будины с образованием изолированных тел, вовлеченных в ротационные процессы. На коренных зеркалах скольжения фиксируются борозды, ориентированные по падению, на аккреционных - сдвиговые борозды право- и левостороннего знака, что указывает на наложение на ранние надвиговые поздних сдвиговых перемещений.

В автохтоне слоистые алевролиты и песчаники слагают пологую (10-20°) моноклираль с падением к западу. Слоистость гофрирована и образует открытые концентрические складки. Маломощные пласты пес-

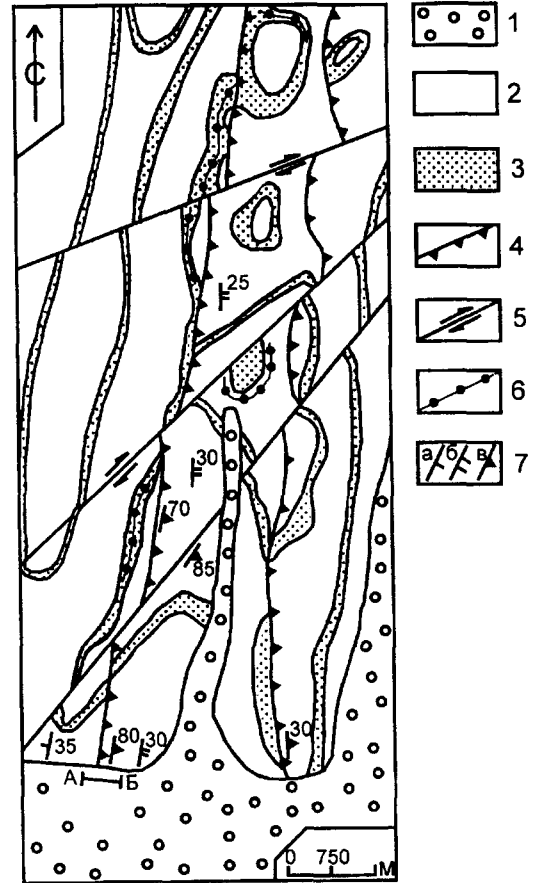


Рис. 6. Схема геологического строения Дьяндинского месторождения.

1 - кайнозойские отложения; 2 - алевролиты и аргиллиты; 3 - песчаники; 4 - надвиги; 5 - сдвиги; 6 - рудные тела; 7 - залегание: а - слоев, б - кливажа, в - разломов; АБ - положение геолого-структурного разреза, показанного на рис. 7.

чаников (13-15 см) расчленены кливажем на отдельные блоки длиной по падению от 22 до 72 см (см.рис. 7,А). По перекрытию блоков определен коэффициент укорочения, равный 55%.

К востоку от главного разлома отмечается несколько тектонических пластин мощностью от 2 до 4 м, ограниченных надвигами. Наблюдается различная дислоцированность пород в смежных пластинах и существенные перемещения по разделяющим их надвигам. Параллельно надвигам ориентированы главные плоскостные структурные элементы - кливаж и осевые поверхности складок (F_2) (см.рис.7, Ж, З). Они характеризуются юго-восточным (аз.115°) пологим (20°) падением. По кливажу отмечаются дифференцированные перемещения вещества пород с формированием структур начальной транспозиции. Около надвигов развиты сжатые и изоклиральные складки с шарнирами, полого погружающимися к юго-востоку и горизонтальным размахом крыльев видимых в обнажениях

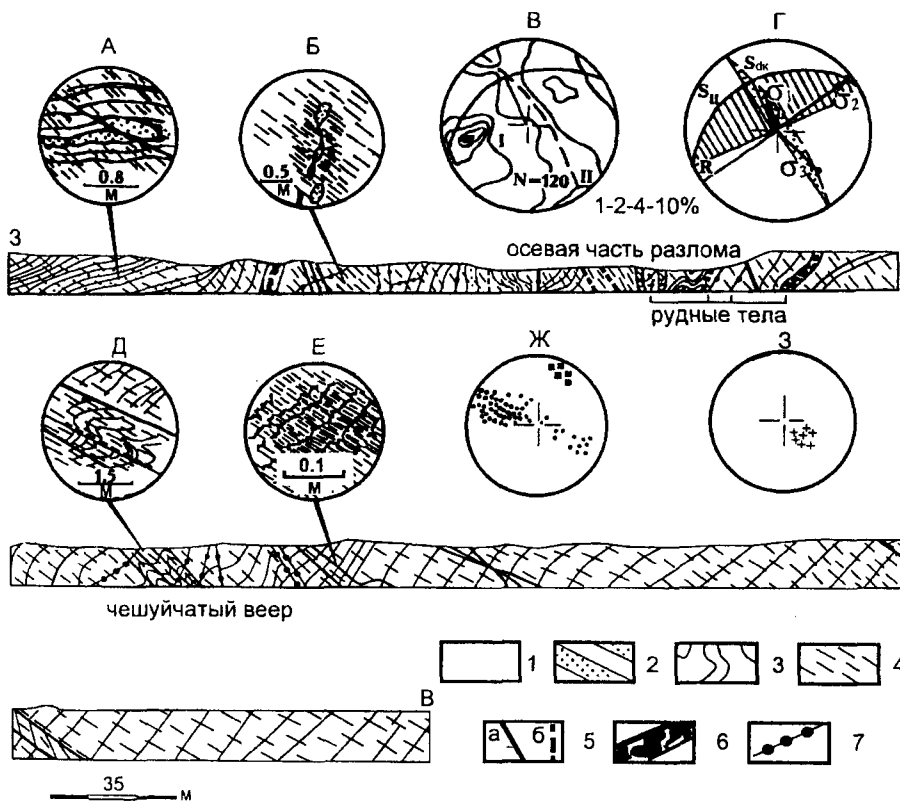


Рис.7. Геолого-структурный разрез Дзяндинского месторождения.

1 - алевролиты; 2 - песчаники; 3 - слоистость; 4 - кливаж; 5 - разломы; а - сдвиги, б - надвиги; 6 - милониты; 7 - кварцевые жилы.

А - деформации в автохтоне надвиговой зоны; Б - будинаж; В - стереограмма полюсов трещин; Г - реконструкция ориентировки осей напряжений, R - разломы, S - трещины, пунктир - пояс полюсов трещин (S_{dk} - динамокинематическая плоскость), δ_3 - ось максимальных сжимающих напряжений; δ_1 - ось минимальных сжимающих напряжений; δ_2 - промежуточная ось; Д, Е - складчатые деформации слоистости; Ж, З - стереограммы: Ж - полюсы слоистости (точки) и линий пересечения слоистости и кливажа (квадратики), З - полюса кливажа.

складок до первых десятков метров (см.рис. 7, Д, Е). На удалении от главного разлома интенсивность деформаций снижается - складки становятся открытыми, возрастают мощности тектонических пластин до 5-15 м и толщина кливажных литонов.

При анализе тектонической трещиноватости, связанной с рассматриваемыми нарушениями устанавливается надвиговое поле тектонических напряжений (см.рис. 7 В,Г). Ось сжатия (δ_3) погружается под углом 30° по азимуту 320° , ось растяжения (δ_1) погружается в южном направлении под углом 60° , промежуточная ось полого погружается к юго-западу (см.рис.7, Г).

В 5 км юго-восточнее месторождения Дзянди по правому борту руч. Нимтанджи алевролиты и песчаники унгуохтахской свиты нарушены разрывами, смяты в опрокинутые к западу складки, кливажированы (рис. 8, А). Надвиг сопровождается зона дробления пород мощностью до 2,5 м. Аллохтон расчленен на серию тектонических пластин, надвинутых друг на друга и выполненных породами различной степени дислоцированности - будинированных, нарушенных интенсивным сланцевым кливажем, образующих сжатые и изоклинальные складки. Стереограмма полюсов слоистости соответствует цилиндрическому типу складок с шарнирами, полого погружающимися к юго-западу. Вергентность структур указывает на продвижение пород с юго-востока на северо-запад.

К северу от Дзяндинского месторождения в устье руч. Охоносой около губы Буор-Хая надвиговые деформации сопровождаются транспозиционными структурами, тектоническим меланжем, опрокинутыми складками (см.рис. 8, Б). Последние предполагаются по более пологому залеганию кливажа относительно слоистости. Зона тектонического меланжа видимой мощностью до 9 м сложена обломками песчаников линзовидной формы размером до 30 см в поперечнике, окруженных тонко перетертым матриксом. Обломки вытянуты по кливажу, которому отводится главная роль координатора тектонических перемещений. Пласт песчаников мощностью от 4 до 5 м расчленяется кливажными клиньями на отдельные блок-будины. Контакты пласта осложнены множеством муллионоподобных структур с амплитудой до 10-15 см и отчетливой кливажной симметрией. В зоне контакта пласта с надвигом развивается тектонический меланж. Во фронтальной части Хараулахского сегмента тектонический меланж сопровождает надвиги с большими амплитудами горизонтальных перемещений [14]. В 400 м восточнее выхода золото-кварцевых жил Охоносойского рудопроявления устанавливаются фрагменты напряженных складок, выполняющих конформные кливажу аллохтонные пластины, что позволяет предположить участие надвиговых структур в контроле размещения оруденения.

Надвиги северо-восточного простираения и связанные с ними деформации (F_2) наложены на ранние близдолготные складки (F_1) и нарушены поздними

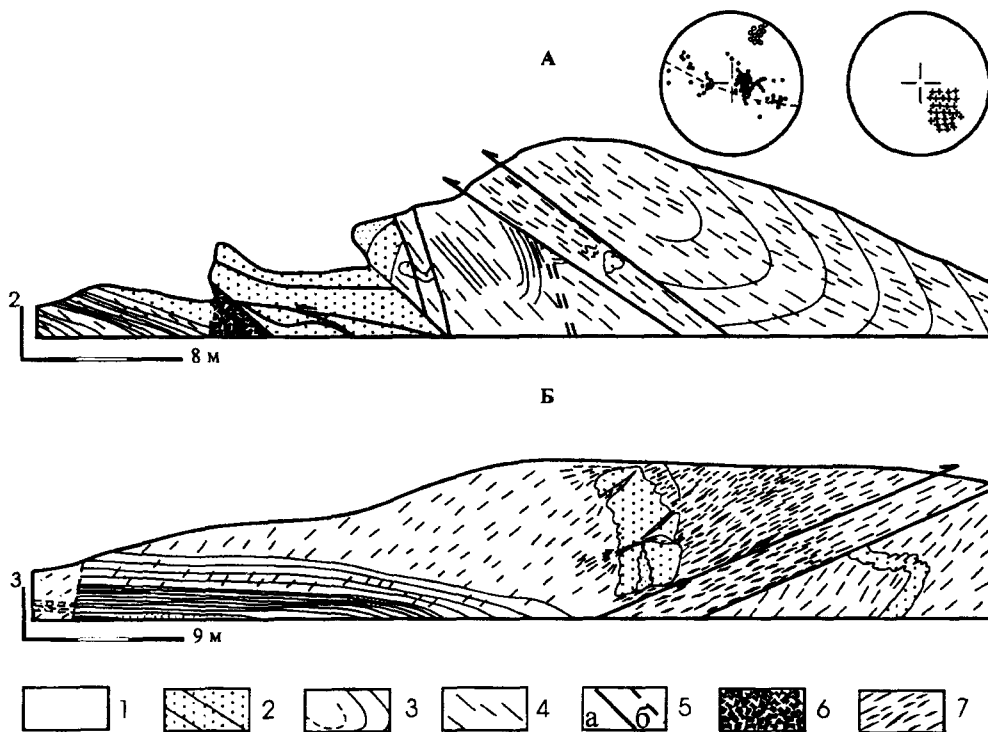


Рис. 8. Надвиги и связанные с ними деформации Дьяндинско-Охоносойского рудного узла.

А - руч. Нимтанджа, Б - руч. Охоносой; 1 - алевролиты; 2 - песчаники; 3 - слоистость; 4 - кливаж; 5 - разломы: а - надвиги; б - сдвиги; 6 - милониты; 7 - тектонический меланж.

Стереогаммы: точки - полюса слоистости, крестики - линии пересечения слоистости и кливажа, незалитые кружки - полюса кливажа.

крутыми разломами северо-восточной ориентировки. Разломы сложены черными катаклазитами мощностью до 60 см с включениями обломков кварцевых жил.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные структурные исследования показали, что главное значение в контроле размещения раннеколлизийного золотого оруденения имеют зоны скальвания. Они характеризуются вертикальной и горизонтальной структурной зональностью, с которой хорошо увязываются морфологические особенности рудных тел. С пластичными зонами скальвания сопряжены седловидные и пластовые жилы в замках и на крыльях складок, в хрупкопластичных зонах скальвания размещены пластовые, линзовидные и лестничные жилы, для хрупких зон скальвания типичны линзовидные жилы, пластово-штокверковые тела, минерализованные зоны дробления.

Раннеколлизийные золоторудные месторождения тесно связаны в своем развитии с преобразованиями (деформационными и метаморфическими) в зонах скальвания терригенных толщ Верхоянского комплекса при коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна с восточной окраиной Сибирского континента в поздней юре-неокоме. Тектоно-метаморфические процессы происходили при пластическом течении вещества пород. В [12] показано, что пластические деформации являются одним из определяющих энергетических факторов метаморфизма. Они приводят к перестройке вещества на пород-

ном, минеральном и элементном уровнях, формированию новых структурно-вещественных парагенезисов и геохимических ассоциаций, перераспределению рудных и петрогенных компонентов.

Пластическое течение распределено неравномерно, что проявляется в различной нарушенности пород в смежных блоках и пластинах, контрастном стиле строения разрезов. Неоднородность пластических деформаций связывается с дифференциацией стресса [12]. По данным [6] кливажная складчатость и пластические деформации в Верхоянье формируются на глубинах 5-9 км. Близкие значения глубин образования рассматриваемых месторождений оценены по мощности перекрывающих их верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений. Однако, в зонах крупных нарушений, в связи с активными динамическими процессами возможно поднятие фронта пластического течения вещества пород и образование месторождений на меньших глубинах.

В Верхоянском складчато-надвиговом поясе зоны скальвания обычно являются наиболее ранними деформационными структурами, сопоставимыми с началом коллизийных процессов (поздняя юра-ранний неоком) на востоке Сибирского континента. В связи с латеральной миграцией складчатости к западу от Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна деформации, оруденение и метаморфизм в Верхоянском складчато-надвиговом поясе более поздние по сравнению с временем главной коллизии (130-150 млн лет) [25]. По зонам скальвания устанавливаются взбросовые и надвиговые перемещения, на которые

наложены более поздние сдвиговые и надвиговые нарушения, которые увязываются [16] с изменением в позднем неокоме направления движений Колымо-Омолонского супертеррейна с юго-западного и Охотского террейна с западного на северо-западный.

Анализ строения раннеколлизионных золоторудных месторождений Западного и Южного секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса с использованием данных [2,8,11], в совокупности с новыми сведениями о тектоническом строении и развитии региона [16, 26] свидетельствует о идентичности структурных особенностей формирования и локализации рассматриваемого оруденения на всем протяжении пояса. Зоны скальвания формируют системы чешуйчатых веерообразных с листрическим типом сместителей, причленяющихся к глубинному срыву, который коррелируется с кровельными надвигами аллохтонных дуплексов, предполагаемых [26] в основании верхоянского комплекса. В отдельных рудных полях в связи с неодинаковым уровнем эрозионного вскрытия региональными особенностями строения сегментов [13] морфолого-кинематические черты зон скальвания могут быть различны (наряду с надвиговыми возможны транспрессионные перемещения), но ведущие механизмы деформации вещества пород и образования рудных тел сохраняются. Поэтому установленные на примере Юрско-Бриндакитского и Дьяндиско-Охоносойского рудных узлов закономерности строения и размещения месторождений и рудных тел могут быть использованы на менее изученных территориях Верхоянского пояса раннеколлизионных золоторудных месторождений.

ВЫВОДЫ

Использование методов детального структурного анализа золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса позволило сделать следующие выводы:

1. Раннеколлизионные золоторудные месторождения образуют протяженный пояс, прослеживаемый в соответствии с простираемостью структур Верхоянского складчато-надвигового пояса. Формирование оруденения связывается с началом процесса коллизии в поздней юре-неокоме Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна с восточной окраиной Сибирского континента.

2. Месторождения характеризуются сходными геолого-структурными условиями размещения в Верхоянском складчато-надвиговом поясе. Главными рудовмещающими структурами являются зоны скальвания, которые определяют строение месторождений и морфологический облик рудных тел. Они образуют системы чешуйчатых веерообразных с листрическим типом сместителями причленяющимися к глубинному срыву в основании Верхоянского терригенного комплекса.

3. По геолого-структурным данным, а также по результатам реконструкций тектонических полей напряжений устанавливается преобладающий надвиговой тип перемещения по зонам скальвания. Зоны скальвания нарушены поздними надвиговыми и сдвиговыми деформациями.

4. Пластическое течение, сопровождаемое тектоно-метаморфическими преобразованиями терригенных толщ, является главным деформационным механизмом в зонах скальвания. Оно приводит к перестройке пород, служит стартовым механизмом формирования структур и оруденения раннеколлизионных месторождений золота.

Автор признателен Л.М.Парфенову и А.В.Проккопьеву за обсуждение рукописи статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абель В.Е., Слезко В.А. О стратиформном золотом оруденении в Хараулахском антиклинории // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1988. С.110-117.
2. Амузинский В.А. Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 121-153.
3. Андрианов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии // Докл. АН СССР. 1973. Т.211, №2. С.434-436.
4. Белозерцева Н.В., Кокин А.В., Силичев М.К. Основные принципы прогнозирования и оценки золотого оруденения в терригенных толщах // Геол. методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Отечественный производственный опыт. Экспресс-информация ВИЭМС. 1987. Вып.2. С.7-12.
5. Билибин Ю.А. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
6. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979.
7. Зоненшайн Л.П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья // Геотектоника. 1965. № 2. С. 58-78.
8. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строеие, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975.
9. Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золото-кварцевое оруденение в юго-восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 119-128.
10. Коробицын А.В. Особенности распределения кларковых содержаний золота в верхне-палеозойских отложениях Верхоянского терригенного комплекса // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 260-293.
11. Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. и др. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология руд. месторожде-

- ний. 1988. № 5. С.59-69.
12. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С.29-48.
 13. Парфенов Л.М. Сегментации и складчатые дислокации Верхоянской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 12-24.
 14. Парфенов Л.М. Надвиги и связанный с ними меланж Хараулахских гор // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 685-689.
 15. Парфенов Л.М. Два этапа мезозойской складчатости в Северном Верхоянье // Геология и геофизика. 1988. № 4. С. 3-10.
 16. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С.32-43.
 17. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1989.
 18. Соболев А.Е., Игошина И.И., Исправников А.В. Факторы контроля золотого оруденения Алданского типа в Южном Верхоянье // Региональная геология и металлогения. 1994. № 3. С. 108-116.
 19. Фридовский В.Ю. Надвиговые структуры в рудных районах Хараулахских гор // Ученые записки ЯГУ. Геология, география, биология. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1994. С.47-62.
 20. Фридовский В.Ю. Структура и золотое оруденение Минорской зоны смятия // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Иркутск: Изд-во ИПИ, 1990. С. 75-86.
 21. Фридовский В.Ю. Классификация структур рудных полей и месторождений золота Восточной Якутии // Наука и образование. 1997. №1. 169-175.
 22. Шкодзинский В.С., Колодезников И.И., Недосекин Ю.Д. и др. Петролого-геодинамическая модель формирования позднемезозойских магматических пород и оруденения Центрального и Южно-Верхоянского секторов Верхояно-Колымской складчатой области // Генетические аспекты магматизма Восточной Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1994. С. 29-47.
 23. Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т.280, № 3. С.714-717.
 24. Fridovsky V.Yu. Structural collisions of gold deposits of the Verkhoyansk fold belt, northeast Russia // 30th International Geological Congress. Beijing: China. 1996. V.2. P. 301.
 25. Fujita K., Stone D.B., Layer P.W. et al. Cooperative program helps decipher tectonics of northeastern Russia / EOS. Transactions. American geophysical union. 1997. V.78, №24. P.245, 252-253.
 26. Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // Tectonics. 1995. V. 14, №2. P. 342-358.
 27. Ramsay J.A. Shear zone geometry: a review // Journal Struct. Geol. 1980. V. 2. P. 83-99.
 28. Ramsay J.A., Huber M.J. The techniques of modern structural geology. San Diego. Calif. Academic. 1987. V. 1, 2. P. 700.

Поступила в редакцию 5 сентября 1997 г.

Рекомендована к печати Суховым В.И.

V. Yu. Fridovsky

Structures of early collision gold ore deposits of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt

Early collision gold ore deposits were formed in Late Jurassic-Neocomian at the beginning of collision of the Kolyma-Omolon superterrains and the Okhotsk terrain with the eastern margin of the Siberian continent. They form an extended belt in the western Verkhoyansk sector and western zone of the southern Verkhoyansk synclinorium of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt. The connection of gold-quartz mineralization with tectonic metamorphic transformations of terrigenous rocks is emphasized. The major ore controlling structures are shown to be shear zones along which early thrust movements took place. Later superimposed deformations of ore controlling structures are found correlating with regional geodynamic events. The geological structures of the Dyandinsk-Okhonosoiisk and Yursk-Brindakit ore clusters are characterized. These have a discrete lenticular-banding structure with alternating intensely and poorly deformed plates, which form the structure of a scaly fan with a listric mixture type. The main deformation mechanism is plastic flow. The relation of the morphological features of ore bodies to different types of shear zones is traced. The revealed features of the structural control of mineralization of the minutely studied regions are also characteristic for other structures of the Verkhoyansk belt of early collision gold ore deposits.

СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

УДК 551.782.2(571.63)

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ СУЙФУНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Б.И.Павлюткин*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Рассмотрены вопросы, связанные с интерпретацией палеоботанических данных по суйфунской свите (плиоцен, согласно официальной точке зрения). Проведенный автором анализ результатов изучения растительных остатков из типового разреза суйфунской свиты в ее стратотипической местности (Павловский буроугольный разрез) не дает оснований для удревления (до позднего миоцена) недавно обнаруженной в нем листовой флоры. Ее возраст, как и самой свиты, напротив, более молодой: он отвечает эоплейстоцену с отклонением нижних слоев в плиоцен. На это указывают не только состав флоры, но и результаты палеомагнитных измерений, прямые геологические данные, а также сопоставление с сопредельными регионами.

При рассмотрении материалов Четвертого регионального стратиграфического совещания [16] в части, касающейся использования палеоботанических данных для обоснования возраста суйфунской свиты в ее стратотипической местности (бассейн р.Раздольной, Южное Приморье), возникает немало вопросов. Известно, что в промежутке между III и IV Стратиграфическими совещаниями были опубликованы материалы, связанные с проблемой возраста суйфунской свиты [10, 12, 14]. В них использованы палеоботанические данные с заключениями известных специалистов, среди которых можно назвать имена И.А.Шилкиной, П.И.Дорофеева, В.П.Никитина. Иных публикаций по данной проблеме не было. При подготовке же окончательного варианта Стратиграфической схемы [16] эти материалы были просто проигнорированы. Все свелось, в сущности, к особому мнению Б.И.Павлюткина, в котором предлагается "... толщу косослоистых песчаников и галечников угольного разреза Павловка-2 отнести к суйфунской свите, датируя ее поздним плиоценом - ранним плейстоценом" [16, с. 119].

Приписываемое мне частное мнение выглядит довольно странно особенно в его первой части, ибо суйфунская свита (s. str.) была выделена в качестве самостоятельного стратона в середине 50-х годов именно на базе упомянутой толщи косослоистых галечников и песков в бассейне среднего течения р.Раздольной задолго до того, как я обратился к этой проблеме. Данный факт зафиксирован и на геологических картах (в т.ч. изданных) указанного района.

Согласно же Решениям [16], указанная толща рассматривается теперь в объеме усть-суйфунской свиты и датируется поздним миоценом. Поскольку такой перевод выполнен в стратотипической местности суйфунской свиты (в узком смысле), то, видимо, прежнее решение о разделении суйфунской свиты (в ее первоначальном понимании) на усть-суйфунскую (верхнемиоценовую) и суйфунскую в узком смысле (плиоценовую) следует признать ошибочным и тем самым вернуться на исходные позиции середины 50-х годов. Но в таком случае констатирующая фраза "усть-суйфунский и суйфунский горизонты, охарактеризованные в материалах III ДВ МРСС, изменений не претерпели" [16, с. 119] звучит более чем странно.

Однако обратимся к существу вопроса. Разрез 9035, являющийся объектом нашего внимания, изучен на Северо-Западном участке буроугольного поля Павловка-2 (рис. 1). Ценность его заключается в комплексности изучения с использованием нескольких взаимоконтролирующих методов. В геоморфологическом отношении вскрываемая им толща косослоистых галечников представляет собой аккумулятивный покров 4-ой надпойменной террасы р.Раздольной (по Г.С.Ганешину [4]). В литолого-генетическом плане - это серия русловых ритмов с четкими границами раздела, к которым приурочены линзы старичных глинисто-алевритовых осадков, насыщенных растительным детритом. Особенности литологического состава отложений изучены во всех основных гранулометрических классах: валунно-галечном, песчано-алевритовом и глинистом, результаты опубликованы ранее [14]. Здесь только следует

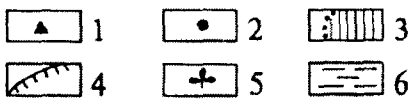
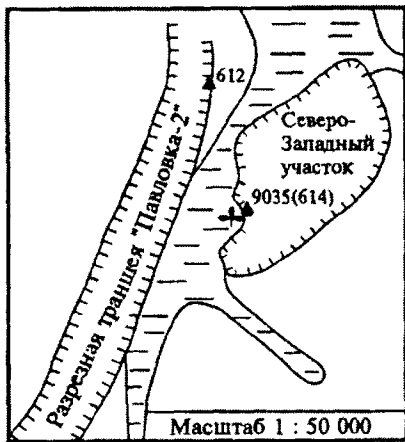
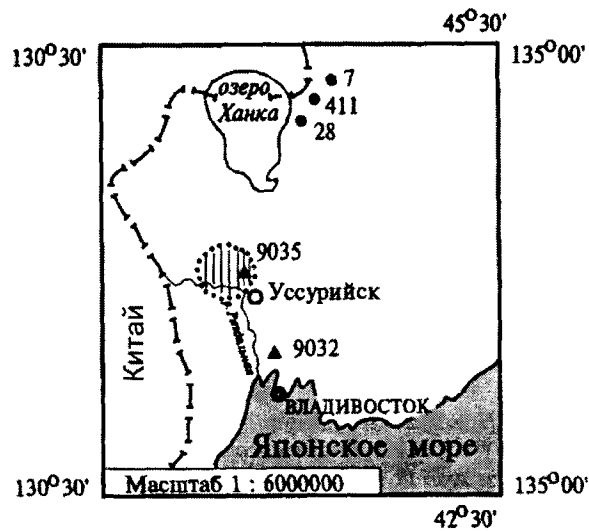


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

1 - обнажения, 2 - скважины, 3 - стратотипический район суйфунской свиты, 4 - карьерные выработки, 5 - листовая флора, 6 - плейстоценовые суглинки.

отметить, что данная толща по всем признакам резко отличается от галечниковых толщ усть-суйфунской свиты. Результаты сравнения также опубликованы [14].

По всему разрезу отмечаются многочисленные древесные остатки, иногда это целые стволы. Собранный мною коллекция древесины была передана И.А.Шилкиной, которая, просмотрев ее, пришла к выводу о связи древесных остатков "с очень молодыми, вероятно, четвертичными отложениями".

Из упомянутых глинисто-алевритовых линз мною отмыты многочисленные остатки хвои, плодов и семян. По заключению П.И.Дорофеева, данные локальные флоры, хотя и несколько отличаются

по набору растений, особенно комплекс из нижнего слоя, тем не менее могут рассматриваться как единая флора. Она весьма представительна, насчитывает 126 таксонов и по этому показателю сравнима с хорошо изученными плиоценовыми флорами Европейской части бывшего СССР. Ее состав опубликован ранее [14], здесь упомянем только две главные особенности: 1) при обилии хвои и семян сосновых в ней абсолютно отсутствуют остатки таксодиевых, 2) на 90% она состоит из видов, представленных в современном растительном покрове Приморья, и лишь около 10% их относится либо к вымершим плиоценовым формам, либо к экзотам, ареал которых находится за пределами Уссурийского края.

Указанные особенности флоры позволили П.И.Дорофееву уверенно высказаться в пользу ее позднеплиоценового (апшеронского по Восточно-Европейской шкале) возраста. На сегодняшних схемах указанный интервал отвечает эоплейстоцену. Собственно плиоцен (в современном его объеме) отвергался за исключением самых верхов акчагыла, но допускалось, что флоры подобного типа (апшеронские в Европе) могли задержаться в Уссурийском крае до раннего плейстоцена.

Почему же, в таком случае, рассматриваемая толща отнесена к усть-суйфунской свите [16]? Может быть речь идет о каких-то нижележащих слоях общего разреза, вскрытого карьером? Но кроме послонного опробования суйфунской свиты мною были отмыты карпологические остатки из кровли подстилающих слабоугленосных отложений, залегающих между галечниками суйфунской свиты и основным рабочим пластом угля (проба 9035-7). По поводу этой флоры, состав которой опубликован ранее [13], П.И.Дорофеев высказал следующее соображение: "... с этого горизонта начинается совершенно новая (разрядка моя -Б.П.) флора, может быть миоценовая, но для Уссурийского края не исключено, что и плиоценовая, во всяком случае моложе Реттиховской флоры". Здесь необходимо уточнить, что возраст Реттиховской карпологической флоры, по образцам Р.С.Климовой и моим, П.И.Дорофеев считал позднеолигоценным.

Поскольку проблема плиоцена всегда оставалась актуальной для Приморья, мною был получен дополнительный материал по флоре 9035-7. Анализ более представительной коллекции (проба 9035-8) позволил П.И.Дорофееву внести следующее уточнение: "... флоры 9035-7 и 9035-8 - это одно и то же, возраст их очевидно старше, чем предполагалось ранее (верхний миоцен), вплоть до олигоцена."

В стратиграфической схеме - объекте нашего внимания [16] - на уровне усть-суйфунского горизонта в Павловской группе впадин (колонка 5, сх. 37 и колонка 17, сх. 37) фигурирует один и тот же комп-

лекс плодов и семян, включающий четыре таксона: *Padus* sp., *Rosaceae* sp., *Ampelopsis* sp., *Aralia* sp. Эти данные содержатся в производственном отчете Р.С.Климовой и Ю.М.Феоктистова*. Речь идет об образце, отобранном в т. 614 в том же месте, что и 9035, причем отобран он явно из подстилающих суйфунскую свиту слабоугленосных отложений, поскольку не содержит обычного для плиоценовых и четвертичных флор набора различных *Scirpus*, *Potamogeton*, *Ranunculus* и др. На основании столь незначительного материала К.П.Проскурин (лаборатория палеокарпологии БИН АН СССР) пришел к заключению, что данная флора - не древнее миоцена. Это, как видим, не противоречит выводам Дорофеева. Итак, никаких оснований для выделения в данном разрезе верхнемиоценовых отложений, синхронных усть-суйфунской свите, по материалам палеоэнтомологических и палеокарпологических исследований, нет. Но может на это указывают результаты спорово-пыльцевого анализа? Остановимся на этом вопросе более детально. Н.И.Беляниной (по моим образцам) было изучено 19 проб. Все они с хорошим наполнением (более 300 зерен на препарат). Спектры, структура которых отражена на диаграмме (рис. 2), получены из глинисто-алевритовых линз. Пунктирный характер опробования, обусловленный наличием неперспективных для спорово-пыльцевого анализа интервалов, не позволил получить непрерывную картину изменения палинофоры по разрезу. Тем не менее, в нем можно выделить три спорово-пыльцевых комплекса (СПК).

СПК-1, пробы №№ 16-18, нижняя часть разреза. В спектрах преобладает пыльца широколиственных теплоумеренных представителей родов *Quercus* (доминирует), *Juglans*, *Ulmus*, *Carpinus* при подчиненной роли пыльцы хвойных пород *Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, *P.* s/g *Diploxylon*. В количестве до 1% отмечена пыльца экзотических для Приморья родов *Tsuga*, *Taxodium*, *Carya*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Magnolia*, *Celtis*, *Moraceae*, *Liquidambar* (?), *Nyssa*, *Cryptomeria*. Содержание бука несколько выше (до 5%). В образце № 17 встречены пыльцевые зерна комптонии и гинкго.

СПК-2, пробы №№ 9-15, средняя часть разреза. Содержание пыльцы широколиственных сокращается при одновременном увеличении роли берез, включая кустарниковые секции, а среди голосеменных - сосен и пихты. Пыльца некоторых из перечисленных экзотов еще присутствует, но уже эпизодически.

СПК-3, пробы №№ 1-8, верхняя часть разреза. Спектры выглядят еще более обедненными широколиственными элементами при почти полном отсут-

ствии экзотических родов. Увеличивается роль берез древесных секций, появляется ольховник, что указывает на прогрессирующее похолодание.

Во всех трех СПК присутствует пыльца экзотических сосен *Pinus hamata* D.Sosn., *P. parviflora* Sieb. et Zucc., *P. bungeana* Zucc. ex Endl., *P. armandii* Franch., *P. densiflora* Sieb. et Zucc. - обычных компонентов северо-корейской флоры. Структурные и таксономические особенности приведенных палинокомплексов позволяют наметить в данном разрезе главный рубеж, приуроченный к границе слоев с СПК-1 и -2. Именно на этом рубеже имели место основные события, выразившиеся в исчезновении таксодиевых и выпадении из спектров некоторых относительно термофильных элементов: ликвидамбра (?), комптонии, ниссы.

Логично сравнить данные палинокомплексы с палинофлорой усть-суйфунской свиты, полученной непосредственно из флороносных слоев ее типовых местонахождений. В качестве такового обратимся к разрезу 9032 (см. рис. 1). Листовая флора отсюда изучалась Р.С.Климовой (по моим коллекциям), а позднее мною, по дополнительным сборам. В таксономическом и композиционном отношении это типично усть-суйфунский комплекс со стандартным набором таксодиевых, багрянника, ильмовых, грабов, берез, ореховых, тополей, кленов.

По заключению Т.И.Петренко, все 10 палиноспектров, полученных из флороносной пачки, однотипны по составу и могут быть объединены в один спорово-пыльцевой комплекс. В нем голосеменные преобладают (47.3-76.7%) над покрытосеменными (19.7-43.0%) и спорами (3.6-6.7%). В группе споровых растений заметно семейство *Polypodiaceae* (до 3.9%), присутствуют споры папоротников *Lophotritetes*, *Leiotritetes* - формальных таксонов, не представленных в четвертичной палинофлоре Приморья.

Группа голосеменных разнообразна, но доминирующие позиции в ней занимают элементы темнохвойной тайги: *Picea* sect. *Omorica* (18.1-33.7%), *P.* sect. *Eupicea* (4.3-13.0%), *Abies* (до 8%), *Tsuga* (8 видов - до 19.7% в сумме). В меньшей степени представлены светлохвойные породы: *Pinus* (не более 5%), *Larix* (1.2-4.8%). Единично присутствуют *Podocarpus*, *Cedrus*, *Sciadopitys*. Роль таксодиевых на фоне обилия пыльцы сосновых выглядит достаточно скромно: семейство представлено родами *Taxodium*, *Glyptostrobus* (первые проценты).

В группе покрытосеменных преобладают березовые: *Betula* sp. (до 12.5%), *Alnus* (2.8-7.9%), *Carpinus* (до 10.9%), ореховые *Juglans* (3.9-7.6%), *Carya* (0.8-3.3%), ильмовые *Ulmus* (1.7-9.2%), *Zelkova* - ед. Кроме того, в спектрах отмечены *Fagus* sp. (до 6.2%), *Fagus grandifoliiformis* Pan. (0.5-1.3%), *Comptonia*, *Myrica*,

*Климова Р.С., Феоктистов Ю.М. Литология и флора кайнозойских отложений Нижне-Бикинской и Павловской впадин, 1989 г. (Приморский геолфонд).

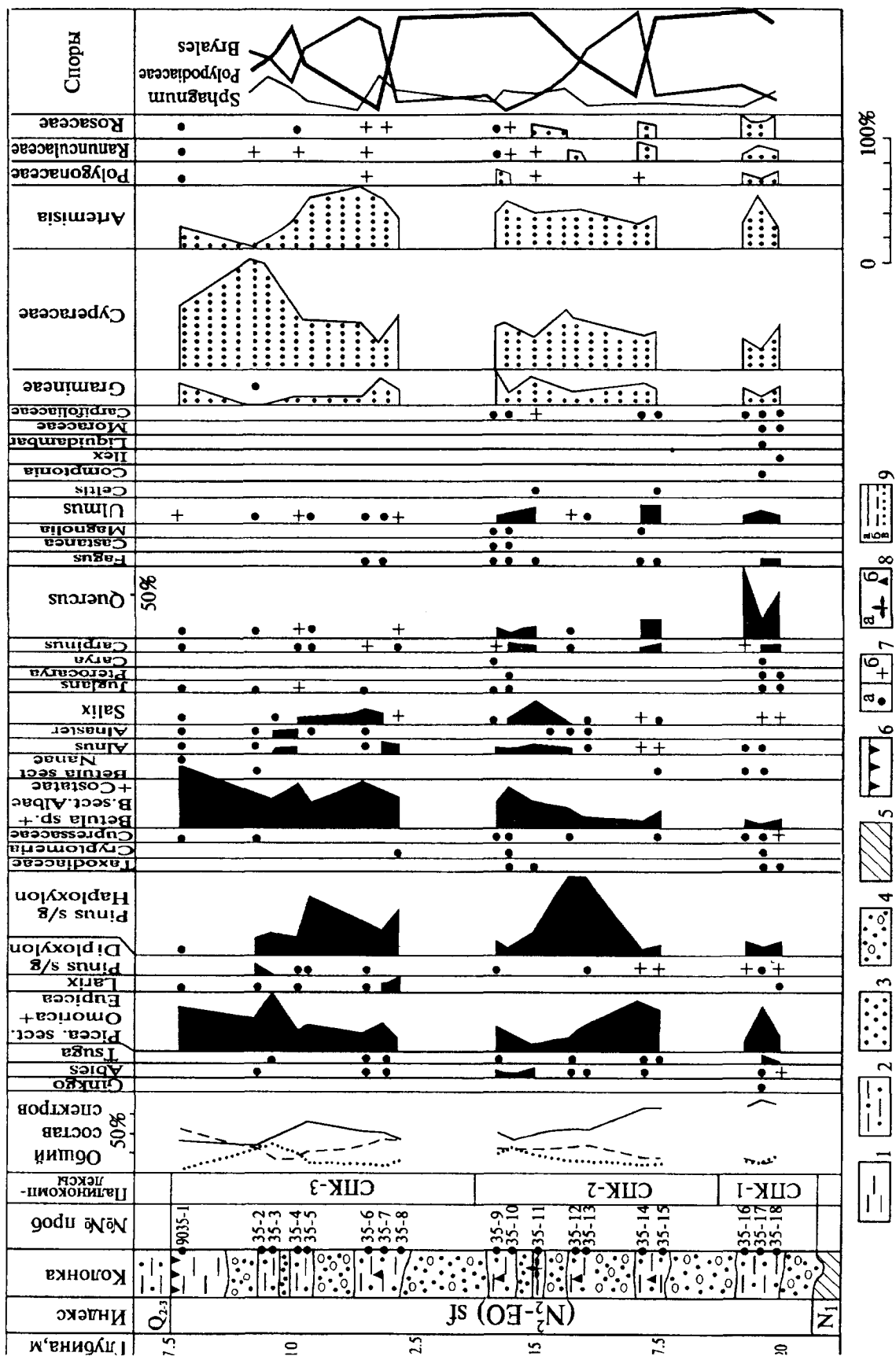


Рис. 2. Распределение спор и пыльцы в типовом разрезе суйфунской свиты (т. 9035)

1 - глины, 2 - сулгинки, алевроиты, 3 - пески, 4 - галечники, 5 - подстигающие угленосные отложения, 6 - ископаемая почва, 7 - мiosпоры встречены: единично (а), в количестве до 2% (б), 8 - листовая флора (а), карпологическая флора (б), 9 - структура спорово-пыльцевых спектров: деревья и кустарники (а), травы (б), споровые растения (в).

Moraceae, Magnolia, Liquidambar, Eucommia, Ilex, Nyssa, Parthenocissus, Diervilla.

Сопоставление палинофлоры 9032 и палинокомплексов 9035 показывает, что первая является безусловно более экзотичной даже по сравнению с СПК-1, хотя она и отражает одну из наиболее прохладных климатических фаз миоцена, когда растительный покров даже в низкогорном обрамлении бассейна р.Раздольной напоминал современную тайгу южно-уссурийского типа, но в более богатом по составу варианте.

В Приморье к палинофлоре суйфунской свиты весьма близки флоры, характеризующие нижние слои осадочного комплекса, выполняющего предчетвертичные палеоврезы в Приханкайской впадине [7]. Вмещающие миоспоры слои обратно намагничены, что интерпретируется как принадлежность их к палеомагнитной эпохе Матуяма. На юге Сахалина с СПК-2,3 сравнимы палинофлоры IV и V пачек маруямской свиты. Соответствующие им слои характеризуются обратной намагниченностью и датируются А.Н.Александровой [1] позднеплиоцен-эоплейстоценовым временем.

В Приамурье спектры, близкие по составу полученным из верхней части разреза 9035, хотя и несколько более бедные, известны из белогорской свиты. Там они датируются раннечетвертичным временем [8]. В Эворон-Чукчагирской впадине из нижних слоев грубообломочной эоплейстоцен-раннечетвертичной приамурской свиты В.Ф.Морозовой [3] получены палиноспектры, похожие на СПК-3. Поиски аналогов в более северных районах нецелесообразны по причине сложившейся к концу третичного времени четкой широтной зональности.

Обратимся теперь к районам, расположенным южнее. В Японии весьма детально изучена палинофлора группы Osaka, имеющая переходный плиоцен-четвертичный возраст. При ее рассмотрении важно обратить внимание на роль таксодиевых (прежде всего метасеквойи), присутствие которых положено японскими палеоботаниками в основу при выделении двух палинозон (снизу): зоны *Metasequoia* и зоны *Fagus*. В типовой местности, вблизи города Осака, граница между указанными палинозонами проходит ниже уровня палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес, но выше эпизода Харамильо [25]. Данные палеомагнитологии согласуются с радиометрической датировкой (0.77 млн лет назад) по слою вулканического пепла, залегающему вблизи указанной границы [19].

Для района Северо-Восточного Хонсю (бассейн Aizu) выпадение метасеквойи из палиноспектров фиксируется несколько раньше, а именно на уровне палеомагнитного эпизода Олдувэй (1.8 млн лет назад), хотя эпизодически пыльца ее отмечается

до нижней границы эпизода Харамильо [24]. На острове Хоккайдо в прибрежной зоне бассейна Ishikari, лежащего почти на одной широте с разрезом 9035, этот момент приурочен к границе формаций Utanosawa и Shimonopporого, совпадающей с эпизодом Харамильо [20].

В Северо-Восточном Китае, на севере провинции Хэбэй (40° с.ш.) аналогичная смена типов палинофлор имеет место внутри формации Nihewan [28], слои которой обратно намагничены и в палеомагнитном отношении сопоставляются с эпохой Матуяма [21].

Итак, сопоставление с соседними регионами позволяет прийти к следующему выводу. Поскольку современный климат Южного Приморья несколько холоднее, чем климат о-ва Хоккайдо и севера провинции Хэбэй [18], логично предполагать, что в районе т. 9035 рассмотренная выше смена типов палинофлор (рубеж СПК-1/СПК-2) произошла не позднее рубежа 1.8 млн лет назад. Напомним, что ни в одной из частных карпологических флор т. 9035, содержащих в изобилии остатки хвои и семян *Picea jezoensis* Carr., *Larix cf. gmelini* Rupr., таксодиевые не отмечены, что означает крайне незначительную их роль в растительном покрове Южного Приморья в суйфунское время.

Для уточнения нижней возрастной границы флоры 9035 воспользуемся данными палеомагнитных измерений. Образцы отбирались мною с двадцати уровней по три с каждого. По заключению Т.И.Линьковой (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, г.Магадан), все они оказались обратно намагниченными, что позволяет с большой вероятностью утверждать, что флора 9035, характеризующая суйфунскую свиту, формировалась в эпоху обратной намагниченности Матуяма. Ее возраст - эоплейстоцен с отклонением нижних слоев в поздний плиоцен.

Большемю одревнению (возможная принадлежность к палеомагнитной эпохе Гильберт) помимо палеоботанических данных препятствуют геологические соотношения галечников суйфунской свиты с подстилающими образованиями. В краевых частях Приханкайской впадины (скв. 7, 28, 411, см. рис. 1) указанные галечники с семенными и палинологическими флорами, аналогичными описанным в т. 9035 [14], залегают непосредственно на красноцветных глинах. В окрестностях т. 9035 красноцветные глины венчают разрез дочетвертичных отложений, к которым прислонена 4-я надпойменная терраса р.Раздольной, сложенная суйфунскими галечниками, т.е. последние в обоих случаях оказываются моложе красноцветных глин.

В Приморье в толще красноцветных глин, включающих щебни, гальки, линзы песка, палеонтологические остатки пока не обнаружены, но ее ана-

логи в Северо-Восточном Китае [29], Забайкалье [15], Монголии [6] содержат разнообразную фауну моллюсков и млекопитающих позднплиоценового облика.

Таким образом, палеоботанические материалы согласуются с результатами палеомагнитных измерений, геологическими данными и полностью подтверждают высказанное ранее авторитетными геологами мнение о формировании суйфунской свиты в переходный от плиоцена к плейстоцену временной интервал. Имеющиеся расхождения в оценке возраста не носят принципиальный характер и связаны, скорее, с различной трактовкой неоген-четвертичной границы. Казалось бы проблема возраста суйфунской свиты в общих чертах решена, осталось только уточнить и конкретизировать детали.

Однако при повторном посещении разреза 9035 мною было обнаружено в средней его части, в глинисто-алевритовой линзе скопление мумифицированных листьев преимущественно ив. Они имели темно-бурую окраску, весьма напоминающую по облику листья, изредка встречавшиеся в заведомо четвертичных отложениях, и резко отличались по степени измененности от fossilizированных остатков из усть-суйфунской свиты. Коллекция, насчитывающая немногим более 300 экземпляров, была передана Р.С.Климовой на определение, результаты отражены в таблице. Возраст флоры, по заключению Р.С.Климовой, оказался позднмиоценовым, хотя допускалась возможность некоторого омоложения (до раннего плиоцена).

Столь неожиданный вывод базируется на сравнении с другими флорами Северо-Западной Пацифики с целью выявления общих видов. Поскольку максимальное количество их отмечается в верхнемиоценовой эрмановской флоре мыса Непропуск (Северо-Западная Камчатка), а также учитывая, что имеются общие виды с мио-плиоценовой флорой Clamgulchian на Аляске и с флорами верхнего, среднего и даже нижнего миоцена, с формальной точки зрения, логично считать флору 9035 верхнемиоценовой, но именно только с формальной.

На деле же, несмотря на явное сходство в систематическом составе флор эрмановской свиты и т. 9035, они не могут быть помещены на один стратиграфический уровень в силу сложившейся к позднему миоцену четкой широтной дифференциации растительного покрова, не говоря уже о провинциальных различиях. На некорректность подобной операции с позднекайнозойскими флорами, хотя и имеющими близкий систематический состав, но расположенными на разной широте (в нашем случае разница составляет 15°), указывали авторы монографии по эрмановской флоре [9].

Вопрос о возрасте флоры 9035 осложняется отсутствием в районе, прилегающем к т. 9035, однотипных флор. Их нет в Северо-Восточном Китае и в Корее. В Северной Японии самые молодые представительные листовые флоры Shanabuchi и Rubeshibe [27], а также флора Shinjo [26] датируются верхним миоценом, мио-плиоценом или ранним плиоценом. Они имеют еще четко выраженный тургайский облик. Сведения о развитии растительного покрова Японии в позднем плиоцене-эоплейстоцене могут быть получены на основании анализа флор типа Akashi, но эти флоры охарактеризованы преимущественно миоспорами, остатками плодов и семян и лишь в незначительной степени листовыми отпечатками. На Северо-Востоке Хонсю это флора Hanamaki, детально изученная S.Miki [22], и флора Fukurohara [23]. В их составе еще встречаются остатки метасеквойи, но на Хоккайдо флоры позднего плиоцена, изученные в пределах лигнитового поля Токачи, уже не содержат таксодиевых в макроостатках, хотя они еще отмечаются в пыльцевых спектрах [26], т.е. ситуация аналогична наблюдаемой в разрезе 9035.

Поскольку по независящим от меня причинам я не располагаю возможностью работы с коллекцией 9035, это вынуждает меня оценивать ее по приведенному Р.С.Климовой списку, т.е. по номиналу. Даже беглого взгляда на список флоры 9035 (см. таблицу) достаточно, чтобы убедиться в ее более молодом по сравнению с верхнемиоценовой усть-суйфунской флорой облике: в сущности уже не тургайском (в распространенном понимании этого термина), в крайнем случае переходном тургайско-уссурийском. Это совершенно умеренная, даже, скорее, холодно-умеренная флора с безусловным преобладанием ивовых, участием березовых, бореальных розоцветных и жимолостевых. И хотя в ней в качестве скромных ингредиентов присутствуют немногие экзотические растения (каркас, птерокария, птеростиракс), знакомые нам по спискам локальных усть-суйфунских флор, ядро ее составляют представители родов, формирующих и определяющих облик современных долинных группировок Приморья, в частности, прирусловых ивово-чозениевых ассоциаций. Абсолютным доминантом как в таксономическом отношении, так и по числу экземпляров является род *Salix*, включающий группу видов современного облика. Весьма показательным присутствием северобореальных ив *Salix glauca* L., *S. reticulata* L., нынешний ареал которых расположен к северу от Приморья, а также кустарниковой *Betula glandulosa* Michx., произрастающей ныне на Аляске. Напомним, что пыльца кустарниковых берез и ольхи отмечена и в палиноспектрах СПК-2, 3.

Современные эквиваленты большинства ископаемых ив флоры 9035 относятся к молодому слою

Таблица. Систематический состав флоры суйфунской свиты (т. 9035).

Семейства	Виды растений	КОЛ. ЭКЗ.
Pinaceae	<i>Pinaceae</i> sp.	7
Ulmaceae	* <i>Celtis</i> cf. <i>nordenskioldii</i> Nath.	2
Betulaceae	<i>Betula glandulosa</i> Michx. fossil.	3
	<i>Betula</i> sp.	1
Myricaceae	<i>Myrica</i> cf. <i>comarifolia</i> Cheleb.	3
Juglandaceae	* <i>Pterocarya</i> cf. <i>protostenoptera</i> Tanai	2
Salicaceae	<i>Populus</i> cf. <i>miyataensis</i> Huzioka et Uemura	1
	<i>P.</i> cf. <i>kitamiana</i> Tanai et N. Suzuki	1
	<i>P. sambongii</i> Huzioka et Suzuki	6
	<i>Populus</i> sp.	2
	<i>Salix uglensis</i> Cheleb.	31
	<i>S. ovalis</i> Vcher.	2
	<i>S. glaucifolia</i> Cheleb.	10
	<i>S. protogracilistyla</i> Vcher.	2
	<i>S. triandroides</i> Cheleb.	55
	<i>S. parasachalinensis</i> Tanai et N. Suzuki	10
	<i>S. preobrajenskyi</i> Cheleb.	1
	<i>S. kenaiana</i> Wolfe	3
	<i>S. crenatoserrulata</i> Tanai et N. Suzuki	1
	<i>S.</i> cf. <i>hokkaidoensis</i> Tanai et N. Suzuki	2
	<i>S. brachypoda</i> (Trautv. et Mey) Kom. fossil.	3
	<i>S. glauca</i> L. fossil.	18
	<i>S. reticulata</i> L. fossil.	1
	<i>Salix</i> sp.	10
	<i>Chosenia</i> cf. <i>arbutifolia</i> (Pall.) A. Skvort.	55
Styracaceae	* <i>Pterostyrax</i> cf. <i>rarinervis</i> Baik.	1
Rosaceae	<i>Rosa</i> sp.	1
	<i>Spiraea</i> cf. <i>protothunbergii</i> Tanai et N. Suzuki	17
	<i>S.</i> cf. <i>ussuriensis</i> Pojark.	2
Oleaceae	<i>Fraxinus</i> cf. <i>paviifolia</i> Iljinsk.	2
Caprifoliaceae	<i>Weigela</i> cf. <i>kamtschatica</i> Cheleb.	32
	<i>Sambucus</i> cf. <i>deutziaefolia</i> Cheleb.	1
Gramineae	<i>Poacites</i> sp.	7
	<i>Phragmites</i> sp.	12
Сyperaceae	<i>Carex</i> sp.	2
Typhaceae	<i>Typha</i> cf. <i>latissima</i> Al. Br.	2
Всего 13 семейств, 36 таксонов - представителей 17 родов		311

*Представители экзотических родов.

подрода *Vetrix* (по А.К.Скворцову [17]) и также имеют более северный по отношению к Приморью ареал. Иными словами, во время формирования суйфунской свиты имело место смещение к югу границы северобореальной флористической области. Это отметил и П.И.Дорофеев на основании анализа карпологической флоры 9035. По его данным, в Европе инвазия бореально-арктических элементов началась в плиоцене во время максимума ачкагыльской ингрессии и достигла апогея в предминделе и в собственно минделе. Флора Японии после этапа позднеплиоценовой ксерофитизации также испытала на рубеже плиоцен/эоплейстоцен вторжение иммигрантов с севера [22].

Что касается верхнемиоценовой флоры Южного Приморья, с которой сближена листовая флора 9035 [16], то первая имеет явно тургайский, хотя и

обедненный состав, по типу она теплоумеренная с незначительным участием растений, более характерных для субтропиков (*Liquidambar*, *Raphiolepis*, *Evodia*, *Osmanthus*, *Trachelospermum*). Представители рода *Salix*, если они и присутствуют в ней, то занимают весьма скромное место (не более 4-5 видов), среди них отсутствуют представители северобореальных секций и сопровождаются они обычным для усть-суйфунских комплексов набором теплоумеренных растений. Аналогичная картина наблюдается и в позднемиоценовых и мио-плиоценовых флорах Северо-Восточной Японии [27].

Попытка же представить флористический комплекс 9035 как несколько более молодой (поздне-позднемиоценовый) по отношению к типовым усть-суйфунским [16] несостоятельна хотя бы по той причине, что в типовой местности усть-суйфунской сви-

ты в верхних ее слоях мною обнаружена богатейшая по составу листовая флора (более 80 таксонов) с явным преобладанием представителей семейства буковых (бук, каштан, дуб), ореховых (орех, кария, птерокария), ильмовых (ильм, дзельква, цельтис), теплоумеренных березовых, багрянника, кленов, с участием ликвидамбра, комптонии, клетры, стиракса, бобовых, конскокаштановых и т.д. Флора нового типа занимает в обнажении более высокое гипсометрическое и стратиграфическое положение по отношению к типовой усть-суйфунской, поэтому ее геологическая позиция безупречна. Сейчас она находится в стадии обработки, часть материалов по первым сборам опубликована [11] или принята к публикации.

Возвращаясь к флоре 9035, можно констатировать, что по своему составу она практически четвертичная, участвующие в ее формировании немногие элементы поздне третичных флор не меняют существа вопроса. Как известно, представители экзотических родов продолжают удерживаться в Приморских флорах (по данным спорово-пыльцевого анализа [5]) на протяжении раннего плейстоцена, а некоторые отмечаются даже в "теплых" спектрах среднего плейстоцена, кроме таксоидиевых.

Флора 9035 не только не одновозрастна усть-суйфунской флоре, но и не является ее непосредственной соседкой в палеофлористическом ряду. Существующий между ними пробел (лакуна) может быть заполнен, кроме вышеупомянутой новой флоры, как минимум флорой ботчинского типа, верхний возрастной рубеж которой М.А.Ахметьев [2] ограничивал ранним плиоценом. Флоры подобного типа в Южном Приморье пока неизвестны, но они могут быть обнаружены в толще туфоалевролитов, туфодиазомитов и опок, разделенных потоками базальтовых лав. В сводном геологическом разрезе кайнозоя Южного Приморья они, как и упомянутая толща красноцветных глин, занимают стратиграфический интервал между усть-суйфунской и суйфунской свитами.

В заключение нельзя не остановиться еще на одном аспекте проблемы. Осознавая, видимо, последствия перевода опорного разреза суйфунской свиты (лектотипа, в современном понимании) на уровень усть-суйфунского горизонта, автор (авторы?) этой затеи предпринимает попытку хотя бы частично нейтрализовать их. Делается это нехитрым способом. Детали изложены в уже упоминавшемся производственном отчете. В составе толщи косослоистых галечников помимо усть-суйфунской свиты (разрез 9035) выделяется еще и суйфунская свита. Правда, при этом отмечается неопределенность границы между ними (неудивительно для однородной в литологическом отношении толщи мощностью 15-17

м) и отсутствие палеоботанического обоснования, если не считать скромной карпологической флоры плиоценового, по К.П.Проскурину, возраста (т. 612, см. рис. 1), Можно лишь посочувствовать неуклюжему в стратиграфических тонкостях пользователю Схемы, для которого и в самом деле на уровне усть-суйфунского и суйфунского горизонта ничего не изменилось.

Работа выполнена в рамках гранта 95-15309а РФФИ

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
2. Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р.Ботчи). М.: Наука, 1973. 86 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 47).
3. Вихлянец В.В., Морозова В.Ф. Новые данные к стратиграфии кайнозойских отложений Эворон-Чукчагирской депрессии // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. № 5. С. 24-32.
4. Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. Л., Госгеотехиздат, 1957. 134 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 4).
5. Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1983. 143 с.
6. Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П. Применение палеомагнитного метода при исследовании истории долин Северной Монголии // Геоморфология. 1974. № 4. С. 36-43.
7. Короткий А.М., Павлюткин Б.И. Плиоцен-четвертичная граница в зоне перехода от материка к океану (Юг Дальнего Востока) // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1977. С. 85-100.
8. Махова Ю.В. Палеоботаническая характеристика отложений белогорской свиты в пределах Амуро-Зейской депрессии // Бюл. комис. по изуч. четверт. периода. 1978. № 48. С. 170-179.
9. Мио-плиоцен Западной Камчатки (эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста). М.: Наука, 1976. 280 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 294).
10. Павлюткин Б.И. Об объеме и возрасте суйфунской свиты // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока: (Тез. науч.-практ. конф.). Владивосток, 1985. С. 18-19.
11. Павлюткин Б.И. Находка остатков букового леса в усть-суйфунской свите Южного Приморья (Дальний Восток России) // Ботан. журн. 1997. Т. 82. № 9. С. 54-61.
12. Павлюткин Б.И., Боровский А.Д., Белянина Н.И., Ковалюх Н.Н. Нижнечетвертичные отложения Приморья (опорный разрез) // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона: Тез. междунар. симпоз. Владивосток, 1988. Т. 1. С. 69-70.
13. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия пограничных отложений олигоцена и миоцена в Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 119-127.
14. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит

- (Западное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 92-100.
15. Покатилов А.Г. К вопросу о детальной стратиграфии верхнекайнозойской красноцветной формации юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 40-47.
 16. Решения Четвертого межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск, ХГГГП, 1994. 124 с.
 17. Скворцов А.К. Ивы СССР. Систематический и географический обзор. М.: Наука, 1968. 262 с.
 18. Физико-географический атлас / Под ред. Н.Л. Колосовой. М.: 1982. 238 с.
 19. Itihara M., Kamei T., Yoshikawa S., Nasu T. Late Neogene and Quaternary stratigraphy of Kinki District, Japan // Proceedings of the First International Colloquium on Quaternary Stratigraphy of Asia and Pacific Area. Osaka, 1986. 1987. P. 74-83.
 20. Kitagawa Y., Igarashi Y., Yoshida M., Koshimizu S. Pleistocene stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan // The Memoirs of the Geological Society of Japan. 1988. N 30. P. 13-23 (in Japanese).
 21. Li Huamei, Wang Junda. Magnitostatigraphic study of several typical geological sections in North China // Quaternary Geology and Environment of China. China Oceans Press, 1982. P. 33-38.
 22. Miki S. On the change of flora of Japan since the Upper Pliocene and the floral composition at the present // Japanese Journal of Botany. 1938. V. 9. N 2. P. 231-251.
 23. Suzuki K. On the Stratigraphic Succession of the Miocene and Pliocene Flora in the Northeastern Japan // Cenozoic Research. 1959. N 30. P. 1-24 (in Japanese).
 24. Suzuki K., Manabe K. Pliocene-Pleistocene stratigraphy and chronology in the Aizu Basin, Northeast Honshu, Japan // Proceedings of the First International Colloquium on Quaternary Stratigraphy of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986. 1987. P. 24-31.
 25. Suzuki K., Nasu T. Plant biostratigraphy of the Plio-Pleistocene Series in Japan // The Memoirs of the Geological Society of Japan. 1983. N 30. P. 169-180 (in Japanese).
 26. Tanai T. Neogene floral change in Japan // Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. 1961. Ser. IV. V. XI. N 2. P. 119-298.
 27. Tanai T., Suzuki N. Late Tertiary Floras from Northeastern Hokkaido, Japan // Palaeontological Society of Japan. Special Papers. 1965. N 10. P. 1-117.
 28. Zhou Kunshu, Liang Xiulong, Yan Fuhua, Ye Yongling. Some remarks on the Nangou cold period based on the analysis of the pollen from the Nihewan stratum // Scientia geologica Sinica. 1983. N 1. P. 82-92 (in Chinese).
 29. Zhou Mulin. Recent Progress of Quaternary Stratigraphical Division in China // Marine Geology and Quaternary Geology. 1985. V. 5. N 4. P. 105-115 (in Chinese).

Поступила в редакцию 5 мая 1997 г.

Рекомендована к печати Попеко Л.И.

B.I. Pavlyutkin

The age of the Suifun suite (South Primorye)

The problems of interpretation of paleobotanical data on the age of the Suifun suite (according to the official point of view, it is Pliocene) are discussed. The analysis done by the author of the results of the study of plant remains from the Suifun suite type section in its stratotype area (Pavlovsky brown coal basin) does not give grounds to consider the leaf flora, found recently in it, to be more ancient (up to Late Miocene). Its age and the age of the suite itself is on the contrary younger: it corresponds to Eopleistocene with the lower layer deviation into Pliocene. This is indicated by not only flora composition, but also by the results of paleomagnetic measurements and direct geological evidence, as well as by the correlation with the contiguous regions.

О ФОСФАТНЫХ ПЕСЧАНИКАХ И АЛЕВРОЛИТАХ НУТОВСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРА О.САХАЛИН

Э.Л.Школьник*, Е.А.Жегалло**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

**Палеонтологический институт РАН, г. Москва

Впервые подробно изучены в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) самые молодые в России фосфатопоявления в плиоценовой нутовской свите о.Сахалин, представленные фосфатными песчаниками и реже алевролитами. Они образуют прослои различной мощности (от десятка сантиметров до нескольких метров) и протяженности (до первых десятков-сотен метров) в рыхлых песках, глинах свиты, отличаясь относительно высокой степенью литификации и крайне высокими содержаниями лимоннорастворимого (до 80-90% отн.) и цитратно растворимого (до 35% отн.) P_2O_5 . При изучении в СЭМ фосфатных песчаников установлено, что фосфатный цемент их сложен, в основном, фосфатизированной массой коковидных микроорганизмов, диаметром в первые микроны, крайне редко другими их видами и иными остатками. Фосфатные алевролиты характерны присутствием обильных фосфатизированных диатомовых водорослей, их фрагментов, а также ряда других органических остатков, в том числе и микроорганизмов. Исследованием подтверждаются существующие представления о развитии фосфатизации только в обогащенных органическими остатками слоях, независимо от систематического типа организмов, ее исключительно ранний характер, до общей литификации осадочной толщи. Уникальное распространение массы микроорганизмов в виде заполняющего цемента кластических частиц песков, при отсутствии сколь-нибудь значительного количества иных органических остатков заставляет выдвигать возможные варианты объяснения: от автотрофного характера микроорганизмов до развития их на просаживаемой, из нижележащей нефтеносной окабыкайской свиты, нефти. Напротив, комплекс организмов фосфатных алевролитов подобен ряду известных фосфатопоявлений, в частности, современным илам шельфа Намибии.

ВВЕДЕНИЕ

Во многих регионах известны своеобразные фосфатсодержащие породы - песчаники, алевролиты, состоящие из обычных обломочных зерен, крепко спаянных фосфатным цементом. Из-за естественно низкого содержания фосфата (обычно не более 10-18 % P_2O_5) они обычно экономически не выгодны. Однако оставалось непонятным появление такого цемента и причины, управляющие этим процессом. Подобный цемент обычно принято считать позднедиагенетическим, формирующимся на стадии общей литификации осадков. Последние исследования авторов статьи и их коллег [7, 8] показали, что фосфатные зерна зернистых фосфоритов представляют собой обломочные фрагменты, состоящие из различных органических остатков, замещенных фосфатом вскоре после их отмирания, с сохранением мельчайших деталей строения. В этом отношении было интересным узнать, какова природа фосфатного цемента этих пород, отличается ли он от фосфатных зерен, либо между ними имеется сходство.

Идеальным объектом для решения вопроса о характере фосфатного цемента терригенных пород являются фосфатные песчаники и алевролиты нутовской свиты севера о. Сахалин, которые один из авторов статьи изучал в начале 80-х годов.

Нутовская свита, обычно относимая к плиоцену или к верхнему миоцену-плиоцену, весьма широко распространена на севере острова, где завершает мощный комплекс мезо-кайнозойских отложений [2, 3]. Она является покровной нефтегазоносной окабыкайской свиты, на которую налегает согласно или с местными размывами. В общем, это толща разнозернистых песков и алевритов, реже глин, мощностью до 2500 м. Ископаемые остатки наиболее часты в горизонтах карбонатных ракушечников и в конкрециях, а в средне- и грубозернистых песках достаточно редки. Свита перекрывается трансгрессивно четвертичными морскими или плиоцен-четвертичными недифференцированными осадками, в том числе морских террас [3]. В нутовской свите, слагающей значительные площади в северной части острова, на всем протяжении, преимущественно в верхней подсвите, в пачках грубозернистых косослоистых песков встречаются фосфатные песчаники, алевролиты и фосфатно-карбонатные конкреции, а также продукты их перемылов [3, 5].

Фосфатные песчаники и алевролиты достаточно плотные, разной твердости (иногда даже трудно разбиваются молотком). Первые слагают линзовидные тела мощностью до 2-4 м, протяженностью до первой сотни метров, до десятков метров на глубину, но обычно значительно меньших параметров. Иногда они группируются в нечетко оформленные пачки.

Фосфатные алевролиты обычно тяготеют к глинистым слоям, мощности их - не более первых десятков сантиметров, протяженность до нескольких метров. Это светло-серые до темно-серых и желтоватых породы, которые отличаются от вмещающих глин лишь цементацией.

Цемент песчаников обычно неравномерно распределен, представлен весьма изотропным фосфатом. В фосфатных алевролитах выделяются слойки, линзы, неправильные обособления, состоящие существенно из темно-коричневатого фосфата, с редкими, алевролитовой размерности, обломочными зернами. Содержание пятиоксида фосфора в таких песчаниках не превышает обычно 7-9%, а в алевролитах 15-18%. В песчаниках могут встречаться ископаемые остатки диатомовых, мидий, морских ежей, в алевролитах - отпечатки хвойных [3], однако говорить о существенном обилии таких остатков не приходится.

Наиболее интересным является то обстоятельство, что фосфатные песчаники и алевролиты нутовской свиты, являющиеся самыми молодыми фосфатными образованиями на территории России, отличаются крайне высокими содержаниями лимонно-растворимого P_2O_5 в сравнении с другими фосфоритами. По данным специального изучения (среднее из 6-ти анализов), содержание растворимого в 2% лимонной кислоте фосфорного ангидрида составляет 87% отн. Даже современные фосфатные конкреции на шельфе Намибии по нашим неопубликованным данным содержат не более 65% отн. лимонно-растворимого P_2O_5 . Более того, специальные определения содержания цитратно-растворимой формы P_2O_5 дали значения (среднее из 3-х анализов) в 35% отн. Таким образом, часть фосфата обладает характеристиками, подобными промышленно изготовляемому удобрению - преципитату. Эти особенности были хорошо подтверждены агрохимическими испытаниями, выполненными областной опытной сельскохозяйственной станцией.

Из изложенного понятно, что чрезвычайно интересным представлялось изучить фосфатный цемент нутовских фосфатных песчаников, фосфатные слойки в алевролитах в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). Такие исследования были проведены в конце 1997 г. в г. Москве.

МЕТОДИКА

Изучались шлифы и сколы образцов фосфатных песчаников и алевролитов, как протравленные, так и без травления. Лучшие результаты дают исследования сколов образцов без обработки. Изучение выполнено на СЭМ Cam-Skan-4 в ПИН РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ

В фосфатных песчаниках цементная масса предстала сложной скоплениями бактериальных

или цианобактериальных остатков преимущественно сферической, коковидной формы, диаметром около 1 микрона, замещенных фосфатом (рис. 1, 2, 3). Их сочетание настолько тесное, что чувствуется определенное сжатие клеток, иногда даже теряющих от этого присущую им сферическую форму. Они покрывают поверхность обломочных зерен, что видно на протравленной части заполняющего цемента (рис. 4, 5). На этих поверхностях можно наблюдать и некоторые вариации микробиальных форм, например гантелевидную, вероятно отражающую начальную фазу деления клеток, а также короткостолбчатую. Наряду с коковидными образованиями можно видеть другие явно органические формы с четкой сегментацией, длиной до 15 микрон (рис. 6). Следует отметить, что некоторые исследователи (Г.Н.Бабулин) современных фосфатных образований считают подобные структуры не биогенными, а хемогенными. В нашем же случае в некоторых участках вместе с преобладающими коковидными формами присутствуют также стебельчатые разности с разнонаправленной ориентировкой, отражающие, скорее, ситуацию формирования микробиального мата (рис. 7). В редких случаях в центральной части заполнения пространства между зернами развиты аморфные, бесструктурные выделения фосфата, возможно сформированные в результате его хемогенного отложения (рис. 8, 9).

Однообразие строения фосфатного цемента песчаников как фосфатизированного микробиального заполнения весьма поразительно.

Для подтверждения существенно фосфатного состава микробиальных форм сделаны микрондовые анализы, результат одного из которых приводится в таблице. Он показал очень высокие содержания фосфорного ангидрида (40%), что полностью исключает высказывавшиеся предположения о возможном присутствии в фосфатном цементе примеси вивианита [3].

Таблица. Химический состав фосфатизированных микробиальных остатков (в вес. %, приведенных к 100, анализ получен микрондовым методом)

Оксиды	Содержание
SiO_2	3.742
TiO_2	0.0
Al_2O_3	2.29
FeO	3.552
MnO	0.285
MgO	0.936
CaO	48.394
Na_2O	0.133
K_2O	0.407
P_2O_5	40.259
S	0.0
Cl	0.0
Сумма	99.999

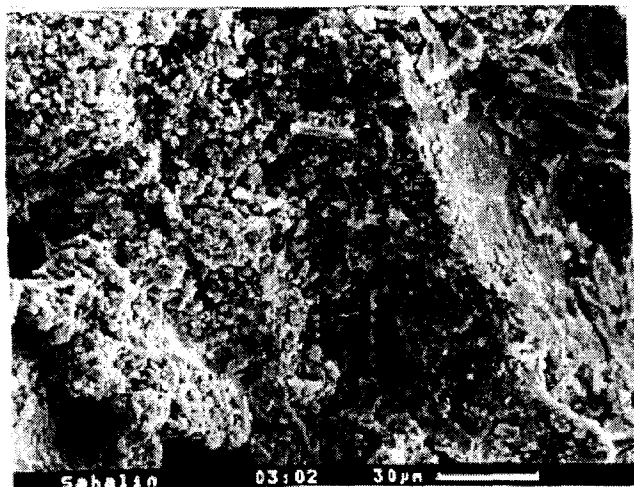


Рис. 1

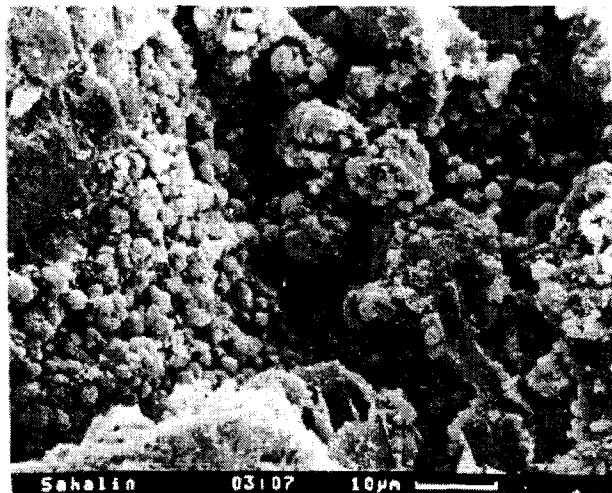


Рис. 2

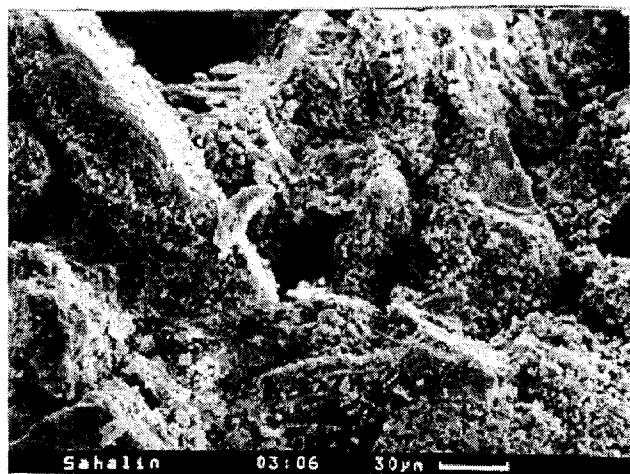


Рис. 3

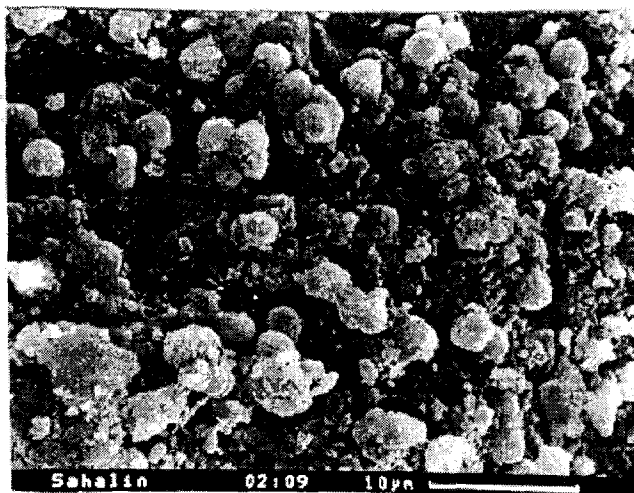


Рис. 4

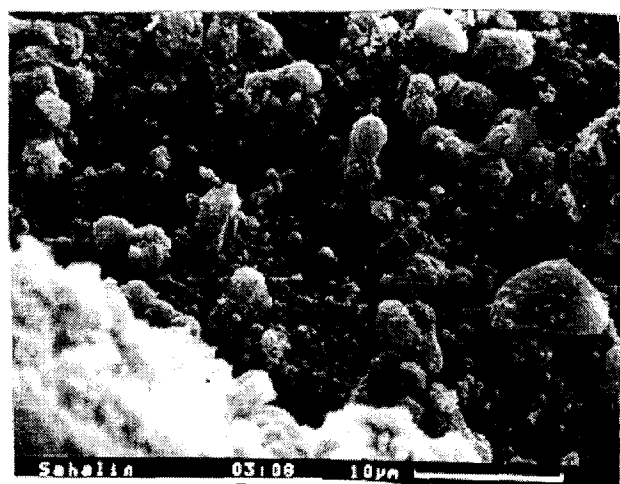


Рис. 5

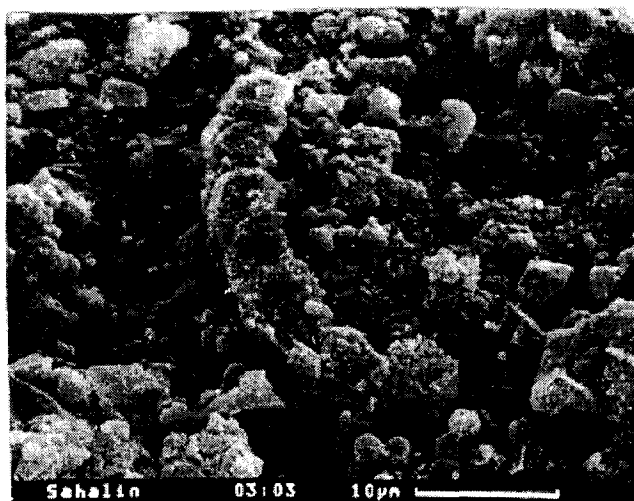


Рис. 6

Рис. 1. Общий вид фосфатного цемента фосфатных песчаников. **Рис. 2.** То же, более детально. Видны скопления фосфатизированных кокковидных микробных форм на поверхностях обломочных зерен. **Рис. 3.** То же, но в более широком виде. **Рис. 4.** Поверхность обломочного зерна с находящимися на нем фосфатными микробными образованиями. **Рис. 5.** То же, хорошо видны и гантелевидные формы (возможно, деление клеток). **Рис. 6.** То же и другие органические остатки (в центре) неясного систематического положения.

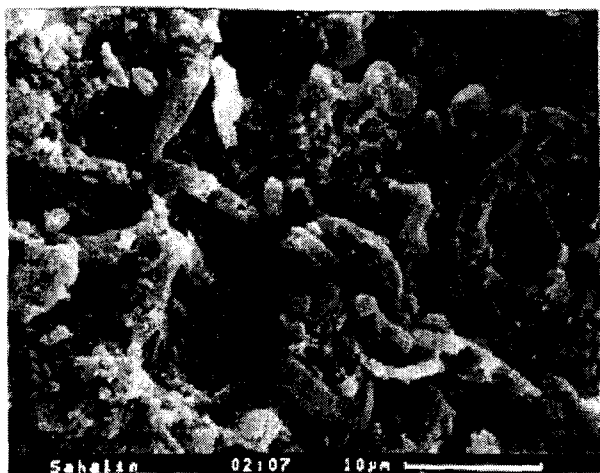


Рис. 7

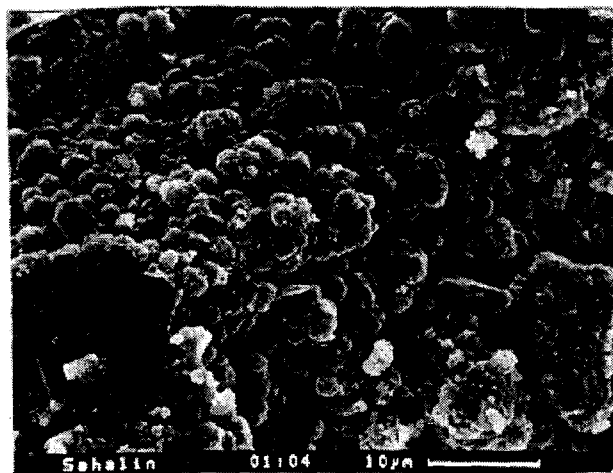


Рис. 8

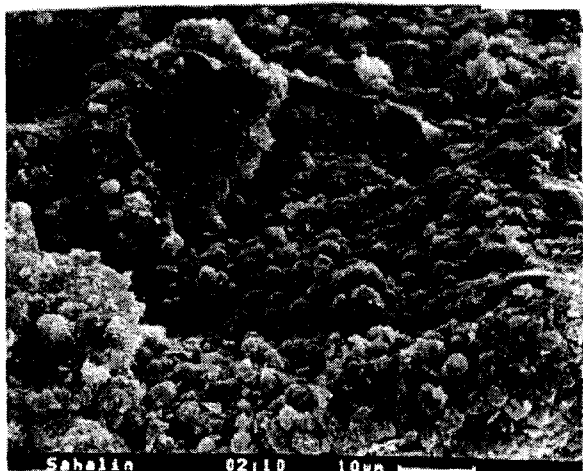


Рис. 9



Рис. 10

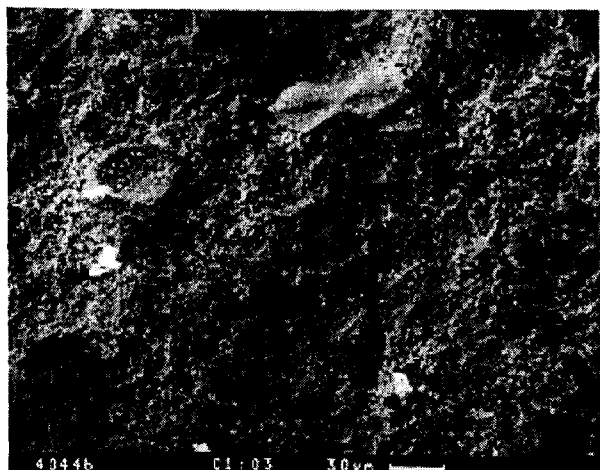


Рис. 11

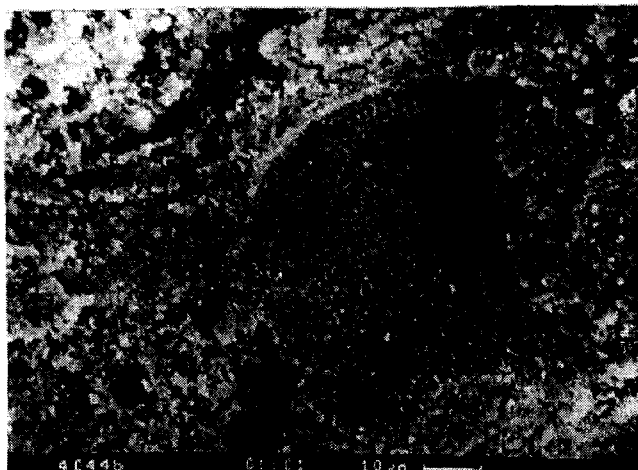


Рис. 12

- Рис. 7. Фосфатные микробиальные формы стебельчатого строения, подобные микробиальному мату.
 Рис. 8 и 9. Плотные скопления микробиальных форм заполнения песчаников с участками развития аморфного фосфата (большие куски).
 Рис. 10 и 11. Общий вид фосфатных алевролитов. Видны многочисленные остатки диатомовых водорослей.
 Рис. 12. То же, диатомовая водоросль при большем увеличении.



Рис. 13

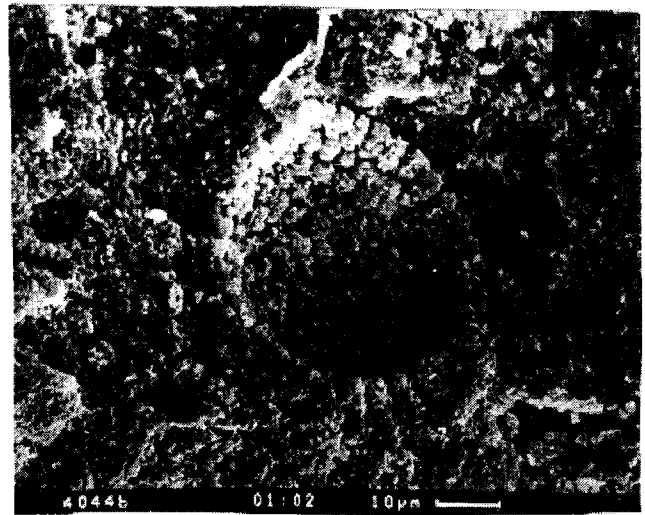


Рис. 14

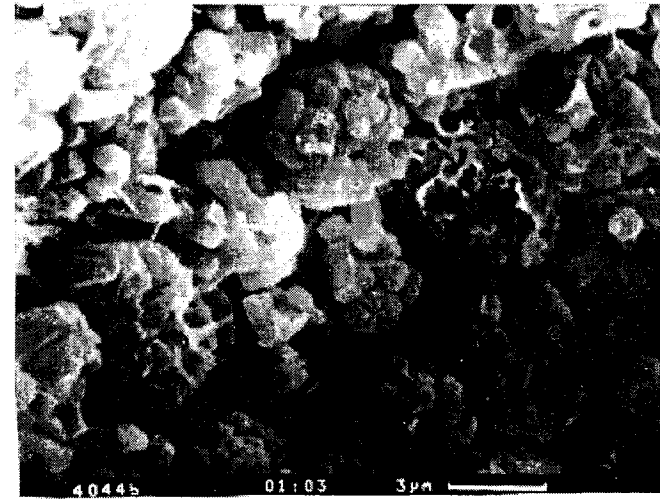


Рис. 15

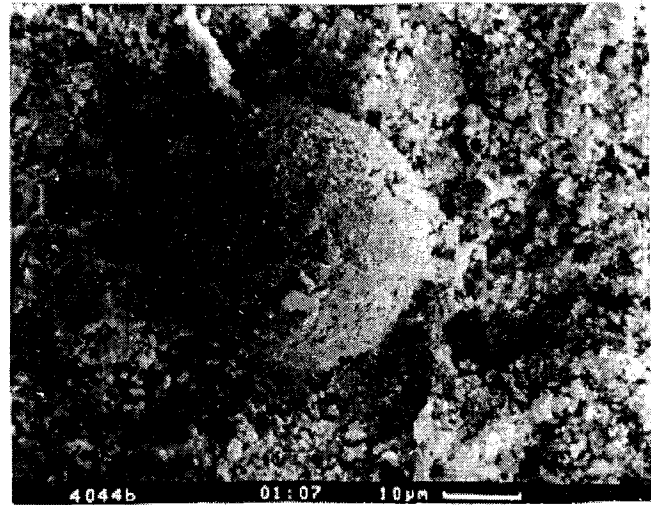


Рис. 16

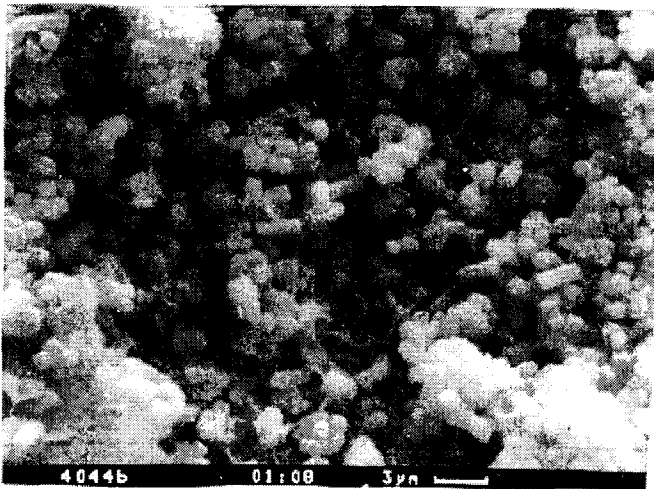


Рис. 17

Рис. 13. Фосфатный алевролит. В центре - диатомовая водоросль при большем увеличении.

Рис. 14. Другой вид диатомовой водоросли.

Рис. 15. То же, но с большим увеличением.

Рис. 16. Сферическая микробиальная форма.

Рис. 17. Основная масса фосфатных алевролитов при большем увеличении. Видны кокковидные и палочковидные микробиальные формы в большом количестве.

Несколько иной характер строения фосфатных участков в фосфатных алевролитах. Как отмечалось, фосфатом сложены участки породы, отличающиеся незначительным присутствием обломочных зерен, массивным строением. По наблюдениям в СЭМ эти участки содержат большое количество остатков диатомовых водорослей (рис. 10, 11), вероятно, и других организмов. Диатомовые водоросли различных видов (рис. 12, 13) присутствуют как в виде целых форм, так и, отчасти, детрита, размером около 50-70 мк. Их внутреннее строение просматривается обычно весьма хорошо и до очень тонких деталей (рис. 14, 15). Наряду с диатомовыми встречаются шарообразные формы в среднем меньших размеров, около 15-25 мк (рис. 16), неясного систематического положения, а также множество различных небольших (до 2-3 мк) стержнеподобных, коковидных, палочковидных микробильных форм (рис. 17). Часто присутствует некоторая масса губчатого, ноздреватого строения, вероятно, тоже из фосфата, отложенного после фосфатизации биогенных фрагментов.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Следует отметить, что полученные данные вполне согласуются с современными представлениями, развиваемыми и авторами, о фосфатизации, как процессе, связанном с быстрым захоронением в осадках больших количеств разного типа биологических остатков. В результате весьма скоро после их отмирания происходит фосфатное замещение, при котором обычно сохраняются даже очень тонкие детали строения этих организмов. Находки бактериальных форм в фосфоритах обычны и неоднократно описывались. Значительно меньше данных о присутствии в фосфатном цементе микробильных форм. Д. Соудри [9] установил фосфатизированные микробильные маты в цементе зернистых фосфоритов пустыни Негев, Израиль. Авторы наблюдали подобные структуры в цементе зернистых фосфоритов Марокко (монография в печати). Однако в рассматриваемом случае речь идет об осадках сравнительно высокоширотного бассейна, с преобладающей терригенной седиментацией, при отсутствии фосфатных зерен, которые могли бы быть источником фосфата для фосфатизации цемента.

В условиях преобладающих рыхлых осадков в составе нутовской свиты, сам факт появления твердых песчаников с фосфатным цементом является прямым указанием на то, что фосфатизация не просто весьма раннедиагенетический процесс, но должна происходить буквально сразу в послемортальную стадию, ибо формы организмов не смогли бы сохраниться, если бы не были очень быстро замещены фосфатом.

Фосфатные зерна зернистых фосфоритов также сложены органическими остатками, замещенными фосфатом. Причем до 70-80% их в среднем составля-

ют микробильные формы, прежде всего цианобактерии [8]. В их число входят и коковидные, шаровидные формы, отчасти подобные обнаруженным в нутовской свите. Удивительным кажется в рассматриваемом случае только очень массовое развитие микробильных организмов при сравнительно незначительном присутствии другой биоты. Это логично объяснялось бы в случае, если бы они в большинстве своем являлись автотрофами, чему пока нет доказательств. Другая возможность может быть обусловлена незначительным сохранением организмов, которые существовали, но были дезинтегрированы микробильной ассоциацией. Допустимо и другое предположение. Учитывая, что нутовская свита покрывает нефтегазоносную окабыкайскую свиту, во время седиментации верхней части нутовской свиты нефть уже могла сформироваться и проникать в вышележащие слои, где могла использоваться микроорганизмами как питательная среда для их массового развития [4].

В общем аналогичная, но конкретно специфичная обстановка седиментации была характерна для фосфатных алевролитов нутовской свиты. В их формировании существенную роль играли диатомовые водоросли и иные органические остатки, фосфатизация прослоев с массовым развитием которых проходила по тем же принципам, только при главенствующей роли других типов организмов. В общем, из-за обилия диатомовых они весьма подобны современным фосфатоносным диатомовым илам шельфа Намибии [1].

Участки, слои с обилием органических остатков (не важно какого типа) должны были геохимически отличаться от окружающего пространства прежде всего резко восстановительными условиями, возможно повышенной общей щелочностью и становились именно поэтому центрами для фосфатного отложения/замещения и, соответственно, для поступления новых количеств фосфора из окружающего осадка путем диффузии сквозь поровую жидкость для снижения возникающих градиентов концентраций [6]. Судя по приведенным фотографиям, признаков разрушения организмов не видно, что указывает на их быстрое замещение после отмирания, как это и устанавливается обычно [7].

Поскольку вскоре после фосфатизации произошли тектонические движения [2, 3], фосфатные породы не очень долго находились в морских условиях и были подняты выше уровня моря. В совокупности с относительной молодостью это возможно, обусловило их уникальные агрохимические свойства.

Таким образом, даже на примерах не очень значительного фосфатогенеза подтверждаются представления, что фосфатные концентрации всегда тесно связаны с быстро накапливающимися существенно биогенными осадками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 304 с.
2. Геология СССР, Т.33. о. Сахалин. М.: Недра, 1964. Ч. 1. 431 с.
3. Оксенгорн Ф.С., Клюев В.П., Левушкин В.П., Галушка Н.В. О фосфатоносности плиоценовых отложений северо-восточного Сахалина//Фосфатоносные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1984. С. 52-55.
4. Розанова Е.П., Жилина Т.Н. Влияние компрессорного способа извлечения нефти на микрофлору нефтяных пластов//Геохимическая деятельность микроорганизмов в водоемах и месторождениях полезных ископаемых. М.: Ин-т микробиологии АН СССР, 1973. С. 106-114.
5. Цитенко Н.Д. Перспективы поисков фосфоритов на ове Сахалин//Вопросы геологии агрохимических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 148-152.
6. Школьник Э.Л. Факторы морского фосфатогенеза и оценка перспектив фосфатоносности Дальнего востока СССР: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 35 с.
7. Школьник Э.Л., Еганов Э.А., Жегалло Е.А., Тан Тяньфу. Условия образования и модель размещения зернистых (пеллетовых) фосфоритов. Основные аспекты// Горный Вестник, спец.вып. 1996. С. 5-11.
8. Shkolnik E.L., Tang Tianfu, Baturin G.N., Eganov E.A., Rozanov A.V., Sue Yaosong, Zhegallo E.A., You Qonglin. Nature of phosphate grains of phosphorites//Deposystems of phosphorites and related authigenic mineral: processes, pathways and products. Final Meeting of IGCP Project N 325, 1996. P. 35.
9. Soudry D. Bottom-Upwelling microphytes and phosphate sediment accretion: the case of the Campanian phosphorites, Negev, Southern Israel. Kaupia// Darmstadter Beitrage zur Naturgeschichte, Heft, N 15 Mai, 1994. P. 61-70.

Поступила в редакцию 14 мая 1997г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

E.L.Shkolnik, Ye.A.Zhegallo

Phosphate sandstones and siltstones of the Nutovskaya suite, North of Sakhalin

Using a scanning electron microscope (SEM) we have studied for the first time the youngest in Russia phosphate occurrences in the Pliocene Nutovskaya suite, Sakhalin Island, represented by phosphate sandstones and more rare siltstones. They make up interbeds of different thickness (ten centimetres to several metres) and length (the first tens to hundreds of meters) in loose sands and clays of the suite. They show a rather high degree of lithification and extremely high contents of P_2O_5 soluble with citric acid (up to 80-90%) and with citrate (up to 35%). When studying phosphate sands under the SEM we have revealed that their phosphate cement is composed for the most part of a phosphatized mass of cocco-like microorganisms of the first microns in diameter and less often, of other kinds of microorganisms and relics. Phosphate siltstones contain abundant phosphatized diatoms, their fragments, and other organic remains including microorganisms. Our investigations support the opinion that phosphatization happens only in the beds enriched in organic remains independently of the systematic type of organisms, and that phosphatization has early nature, up to total lithification of the sedimentary mass. The unique development of microorganism mass in the form of the filling cement of sand clastic particles with the absence of any significant amount of other organic remains allow various explanations: from their autotrophic nature to their development on the oil leaking from the underlying oil-bearing Okabykiskaya suite. However, the complex of organisms in phosphate siltstones is similar to some of the known phosphate occurrences, like those of modern oozes on the shelf of Namibia.

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХАТЫРСКОЙ ВПАДИНЫ (ЧУКОТКА)

Д.И. Агапитов*, Л.И. Митрофанова**

*Комитет природных ресурсов по Чукотскому автономному округу "Чукотприродресурсы", г. Анадырь

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

Для наземной части Хатырского бассейна характерна высокая степень фациальной изменчивости кайнозойских осадочных отложений, затрудняющая корреляцию разобленных палеогеновых и неогеновых разрезов. На базе детального палеонтологического изучения керна пробуренных скважин и увязки выделенных стратиграфических подразделений с разрезами обнаженных участков предлагается уточненная корреляционная схема, охватывающая все фациальные зоны. В статье рассматривается стратиграфия палеогеновых отложений, развитых в данном районе повсеместно и вскрытых в 14 скважинах на 8 площадях. Палеогеновые образования в Хатырской впадине представлены породами всех трех отделов: палеоцена, эоцена и олигоцена.

Хатырский осадочный бассейн располагается, в основном, в акватории западной части Берингова моря. Северная окраина бассейна пространственно совмещается с узкой полосой предгорной холмистой низменности, протягивающейся на 200 км вдоль юго-восточного подножья Корякского нагорья. Этот приморский участок суши представляет собой наземный сегмент Хатырского бассейна и ниже условно именуется Хатырской впадиной. Основным объектом сейсморазведочных и буровых нефтегазопроисковых работ, проведенных здесь в 1974-93 гг., являлись палеогеновые и неогеновые терригенные отложения осадочного чехла. Более древние палеозойские и мезозойские образования, слагающие основание бассейна, погружены на большие глубины и

доступны для изучения преимущественно в районах горного обрамления [6]. В пределах самого бассейна терригенно-туфогенные отложения верхнего мела вскрыты бурением только на Янракоимской площади в скважинах 32 и 33 на глубинах более 2,5 км, а также близ северной границы Хатырской впадины в структурной скважине ИК-1 (рис.1).

Проблемами стратиграфии частично обнаженных на поверхности кайнозойских отложений в последние 35-40 лет занимались Ю.Б. Гладенков, В.И. Волобуева, И.М. Русаков, А.Е. Мохов, Н.В. Устинов, М.Я. Серова, Ю.К. Бурлин, В.В. Донцов и другие геологи. Вопросы расчленения и корреляции разрезов пробуренных скважин рассматривались В.Т. Крымсаловой, В.П. Болдыревой, А.В. Алабушевой, Ю.С.-

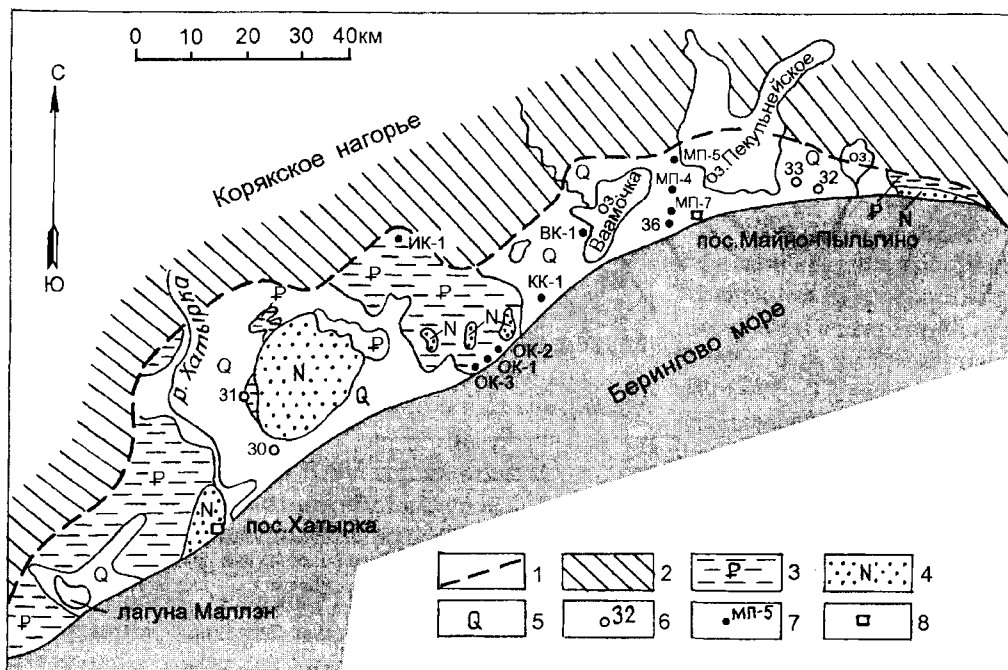


Рис.1. Схематизированная геологическая карта наземной части Хатырского бассейна и местонахождение скважин, вскрывающих палеогеновые отложения.

1 – наземная граница Хатырского бассейна; 2 – палеозойские и мезозойские отложения структур горно-складчатого обрамления; 3-5 – участки развития на поверхности кайнозойских отложений: 3 – палеогеновых, 4 – неогеновых, 5 – четвертичных; 6 – глубокие параметрические и поисковые скважины; 7 – мелкие структурные скважины; 8 – населенные пункты.

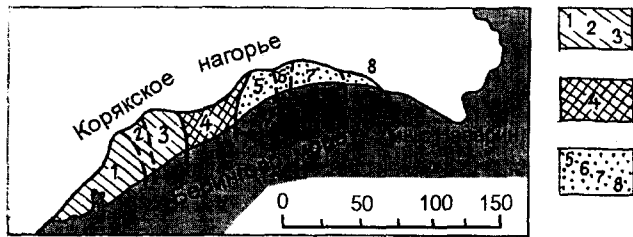


Рис.2. Структурно-фациальные зоны и подзоны в наземной части Хатырского бассейна

1-3 - подзоны Западной зоны: 1 - Маллэнская, 2 - Усть-Хатырская, 3 - Имликская; 4 - Центральная (Накепейлякская) зона; 5-8 - подзоны Восточной зоны: 5 - Ленинградская, 6 - Майнопольская, 7 - Русакова, 8 - Этерт

Салиным. Несмотря на длительный период геологического изучения кайнозойских осадков на суше Хатырского бассейна, их единая стратиграфическая схема в общепринятом виде пока окончательно не построена. В ранее предложенных вариантах рабочих схем разных исследователей корреляция разрезов обнаженных участков с разрезами разбуренных площадей была достаточно условной, а сами эти схемы отличались обилием плохо увязанных местных подразделений. Такое неудовлетворительное положение объясняется фрагментарной обнаженностью третичных пород, относительно небольшим количеством пробуренных глубоких скважин, участием в работах коллективов и отдельных геологов, не объединенных общей идеей, различными методическими приемами исследований и т.д. Однако основной причиной является, безусловно, фациальная изменчивость кайнозойских образований.

Наземный сегмент Хатырского бассейна отчетливо разбивается на отдельные фациальные зоны: Восточную, Центральную и Западную (рис.2). В свою очередь зоны подразделяются на подзоны, отличающиеся различными наборами кайнозойских разрезов. Большинству выделенных подзон соответствуют крупные тектонические структуры - прогибы, поднятия, блоки (рис.3), поэтому зоны и подзоны можно именовать структурно-фациальными.

В наземной части Хатырского бассейна и на прилегающем шельфе для корреляции удаленных друг от друга разрезов материалы сейсморазведки удается использовать с большими ограничениями, так как на поднятиях, сложенных палеогеновыми породами, корреляция сейсмогеологических границ в неогене, естественно, прерывается, а палеогеновым отложениям, в целом, свойственна хаотическая картина волнового поля. На различных участках кайнозойские разрезы по своему литологическому строению отличаются друг от друга, соответственно изменяются их сейсмические и каротажные характеристики. В этих условиях для расчленения и корреляции отложений осадочного чехла приоритет, безусловно, следует отдать биостратиграфическим методам, тем более что кайнозойские породы Хатырского бассейна исключительно богаты остатками ископаемого органического мира, среди которых ведущую роль в палеогене играют фораминиферы и моллюски, а в неогеновых осадках - фораминиферы и диатомовые водоросли.

В настоящее время в Хатырской впадине на 9 площадях пробурены 33 параметрические, поиско-

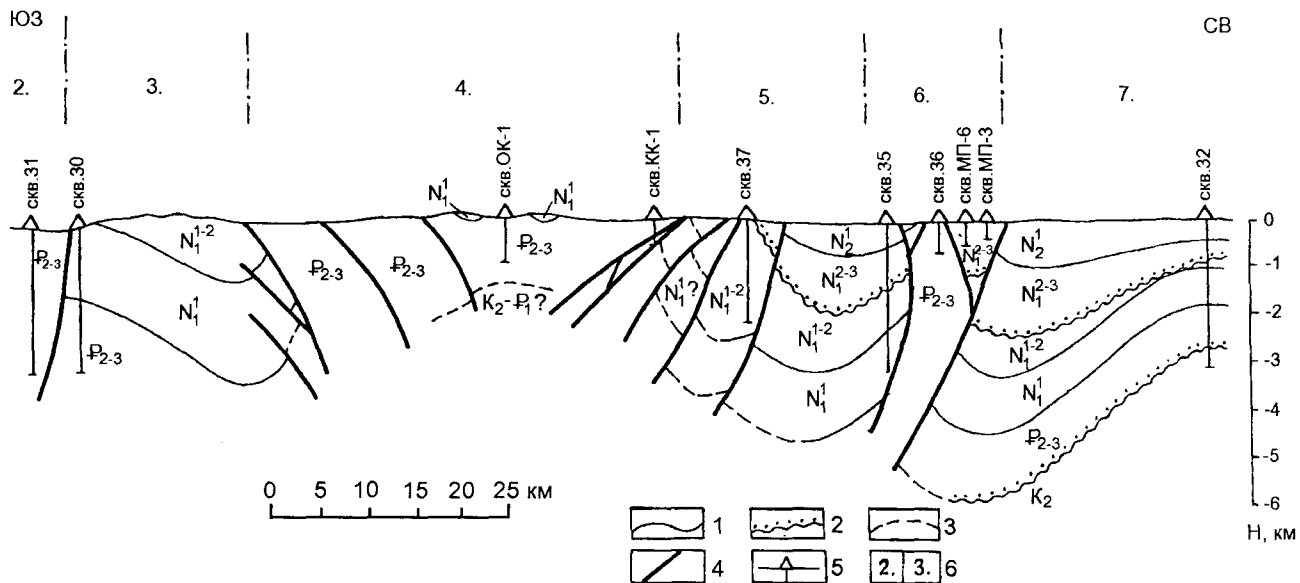


Рис.3. Фрагмент генерализованного геологического разреза Хатырской впадины (вдоль берега Берингова моря).

1 - согласные геологические границы между стратиграфическими подразделениями кайнозойского разреза (или границы без видимых несогласий); 2 - границы региональных несогласий; 3 - предполагаемые границы; 4 - разрывные нарушения; 5 - скважины; 6 - границы структурно-фациальных зон и подзон на разрезе (нумерация зон и подзон - в соответствии с рис.2: 2-Усть-Хатырская подзона, 3-Имликская подзона, 4-Центральная зона, 5-Ленинградская подзона, 6-Майнопольская подзона, 7-подзона Русакова).

На разрезе не показаны верхнеплиоценовые и четвертичные отложения в связи с их малой мощностью.

вые и структурные скважины глубиной от 304 до 3313 м. Керн всех скважин подвергся детальным палеонтологическим анализам. Материалы этих исследований с учетом данных изучения обнаженных участков, отраженных в публикациях и фондовых работах вышеуказанных исследователей, позволяют предложить современный вариант обобщенной стратиграфической схемы кайнозойских осадков Хатырской впадины. Эта схема, разработанная авторами данной статьи в 1990-93 гг. и уточненная в последнее время, представляет собой систему корреляции и увязки третичных разрезов различных подзон.

В настоящей статье рассматриваются вопросы стратиграфии палеогеновых отложений, вскрытых в 14-ти скважинах и частично обнаженных в пределах всех трех фациальных зон (таблица). Характеристика неогеновых осадков будет дана в следующей статье.

Отложения палеогена в Хатырской впадине представлены породами всех трех отделов: палеоцена, эоцена и олигоцена.

ПАЛЕОЦЕН

Достоверно установленные отложения нижнего палеогена известны на востоке Центральной структурно-фациальной зоны в колонковой скважине КК-1 (см.рис.1) глубиной 721 м на Кайгыткнской площади. Они представлены раздробленными аргиллитами, слагающими пластину (?) предполагаемого тектонического покрова, надвинутого на неогеновые осадки Ленинградской подзоны (см.рис.3). Верхний тектонический контакт палеоценовой пластины находится примерно на глубине 550 м, контакт с нижележащими отложениями не вскрыт.

В этих аргиллитах обнаружен комплекс фораминифер, в котором вместе с бентосом встречены планктонные виды *Globorotalia trinidadensis* Bolli, *G. pseudobulloides* (Plum.), *G. fringa* (Sub.) и *Globigerina trilocolinooides* Plum. [1]. В составе бентосных фораминифер, представленных 60 видами, доминируют *Bathysiphon vitta* Naus, *B. alexanderi* Cushm., *B. nodosariiformis* Sub., *Dendrophrya maxima* Fried., *Spiroplectammina grzybowskii* Friz., *Dorothia ovata* Yosh., *Alabamina midwayensis* Brotz., *A. californica* Mal., *Anomalina acuta* (Plum.), *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss) и др. Наличие планктонных зональных видов *Globorotalia trinidadensis* и *G. pseudobulloides* позволяет относить вмещающие отложения к датскому ярусу палеоцена [5].

И.М.Русаков и Н.В.Устинов в отчетах 50-60-х годов указывали на возможное присутствие палеоценовых слоев, согласно лежащих на верхнемеловых осадках, в районе горного обрамления западной части Хатырской впадины. По нашему мнению, и в скважине КК-1 вскрытые палеоценовые породы входят в состав основания Хатырского бассейна.

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Отложения среднего эоцена залегают в основании кайнозойского седиментационного цикла. В настоящее время они установлены на северо-востоке впадины в подзонах Этерет и Русакова.

Подзона Этерет. К нижнему(?)-среднему эоцену относится толща песчаников с карбонатными конкрециями и мелкогалечными конгломератами, выделенная Ю.Б.Гладенковым и др. [4] как «нижняя подсвита ретырвеевской свиты». Возраст пород обоснован характерными для этих отложений скоплениями моллюсков *Turritella* ex gr. *pachikoensis* Stanton, *Crassatella branneri* (Var.), *Cuculae beringiana* Vol., *Tudicula copiosa* Dev., *Polinices nuciformis cowlitzensis* (Dick.) и присутствием фораминифер *Dentalina dusenburyi* Beck, *D. colei* Cushm. et Dusen., *D. cf. legumen* Reuss, *Nodogenerina wegemanni* (Cole), *Cibicides pseudoungerianus evolutus* Cushm. et Hobson и др. Мощность толщи 600-700 м.

Подзона Русакова. Отложения среднего эоцена присутствуют в разрезах скважин №№ 32 и 33 Янракоимской площади. На сейсмических разрезах отчетливо видно, что эти отложения залегают на размытой поверхности верхнемеловых образований с резким угловым несогласием и представляют собой нижний элемент «слоистого чехла». Породы представлены туфогенными алевролитами и витрокладическими туфами с прослоями туфогенных песчаников. Толщина среднеэоценовой пачки - 80-100 м.

В отложениях этого уровня обнаружены фораминиферы, среди которых преобладают бентосные виды *Bathysiphon nodosariiformis* Sub., *Rhizammina indivisa* Brady, *Karrerella mediaquaensis* Mal., *Dentalina eocenica* Cushm., *Uvigerina garzaensis* Cushm. et Siegf., *U. cf. conica* Serova и др., а также присутствуют единичные планктонные формы *Globigerapsis semiinvoluta* (Keijzen), *Globigerina angiporoides* Sub., *G. pseudoecaena trilobata* Sub.


ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕН

Отложения верхнего эоцена-олигоцена в Хатырской впадине пользуются повсеместным распространением. В их составе доминируют алевролиты и песчаники с некоторой примесью туфогенного материала. В то же время, на разных стратиграфических уровнях в Центральной и Западной фациальных зонах в разрезах появляются прослойки, мощные линзы и невыдержанные по простиранию толщи конгломератов. Наметьте границу между эоценовыми и олигоценовыми отложениями обычно не удается. Иногда в верхних частях разрезов выделяются толщи второй половины олигоцена.

Подзона Этерет. К верхнему эоцену-олигоцену условно относится «верхняя подсвита ретырвеевской свиты» [4], согласно залегающая на нижней

Таблица. Генерализованная стратиграфическая схема палеогеновых отложений наземной части Хатырского бассейна

(А-Наименования структурно-фациальных зон, В-наименования фациальных подзон, С-источник информации)

Возраст	ЗАПАДНАЯ			ЦЕНТРАЛЬНАЯ		ВОСТОЧНАЯ		
	А Маллэнская	В Усть-Хатырская	С Обнажения	Имликинская	Ленинградская	Майнопольгинская	Русаква	Этерет
Нижний миоцен	Нижняя подсвита ундал-уменской свиты. Конгломераты, песчаники. 450-630 м	Скв. 31	Скв. 30, обнажения	Нижняя подсвита ундал-уменской свиты. Конгломераты, песчаники 680-1560 м	?	Моржовская свита. Конгломераты. Туфогенные песчаники. > 1128 м	Моржовская свита. Туфогенные песчаники, гравелиты. 758-783 м	Моржовская свита. Песчаники, гравелиты. 850-1000 м
	Маллэнская свита.							
Верхний эоцен- олигоцен	Песчаники, алевролиты, конгломераты. до 5000 (?) м	Ионайская свита. Алевролиты, аргиллиты. > 3200 м	Анольская свита. Песчаники. 597 м	Хайдинская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты 1100-2200 м	Ионайская свита. Алевролиты, песчаники. > 380 м	Ионайская свита. Алевролиты, туфогенные песчаники, аргиллиты. > 1890 (?) м	Ионайская свита. Алевролиты, туфогенные песчаники, аргиллиты. 645-733 м	Верхняя подсвита ретьярвеевской свиты. Песчаники, гравелиты, угли. 350-400 м
	Ольховская свита. Алевролиты, конгломераты. 1000 м							
Средний эоцен				?			Веткинская толща. Туфы, туфопесчаники 80-100 м	Нижняя подсвита ретьярвеевской свиты. Песчаники. 600-700 м
Палеоцен				Аргиллиты. 0 - > 170 м				
Верхний мел				Туфоалевролиты, туфопесчаники. > 200 м			Туфоалевролиты, туфопесчаники. > 500 м	

Примечание: в разрезах скважин показаны вертикальные мощности стратиграфических подразделений (без учета углов падения)

подсвете. Нижняя половина разреза этих отложений представлена слабо угленосными песчаниками, а верхняя часть сложена мелкогалечными конгломератами и песчаниками. Мощность осадков «верхней подсветы» оценена в 350-400 м.

Подзона Русакова. Отложения верхнего эоцена-олигоцена вскрыты на Янракоимской площади скважинами №№ 32 и 33 соответственно на глубинах 1746-2479 и 1788-2433 м и объединены под названием «ионайская свита». Эти отложения согласно залегают на породах среднего эоцена и разделяются на три пачки.

В строении нижней пачки принимают участие туфогенные песчаники и глинистые алевролиты общей мощностью 200-230 м. В подошве пачки залегает горизонт песчаников толщиной до 35-55 м. Средняя пачка ионайской свиты сложена, в основном, алевролитами, ее мощность 190-240 м. В разрезе верхней пачки наблюдается постепенное опесчанивание отложений: в нижних 100-150 м еще преобладают алевролиты, а выше количество песчаниковых прослоев увеличивается. В кровле верхней пачки, мощность которой составляет 260 м, доминируют туфогенные песчаники.

В нижней пачке в комплексе фораминифер установлено присутствие *Plectofrondicularia gracilis* Smith, *P. packardi* Cushman et Schenk, *P. vauhani* Cushman, *Poronaiia poronaiensis* (Asano), обилие *Bulimina* (*B. kugleri* Cushman et Renz, *B. shwageri* Yok., *B. jabei* Asano, *B. aksuatica* Moros и др.) и *Cibicides* (*C. memastersi* Beck, *C. natlandi* Beck, *C. hodgei* Cushman et Schenk, *C. baileyi* Beck и др.), *Gyroidina arcodelphina* Cushman, *G. condoni* Cushman et Schenk, *Globobulimina ezoensis* (Yok.), *Robulus alatolimbatus* (Gumbel), *R. inornatus* (Orb.) и др. Представляется возможным сопоставить обнаруженный комплекс со сходным по систематическому составу комплексом формации Поронаи [11,12]; присутствие видов из родов *Bulimina*, *Cibicides*, *Robulus*, *Gyroidina*, *Lenticulina*, *Anomalina* и др. свидетельствует об эоценовом времени осадконакопления [7-11, 12]. В отложениях средней пачки доминируют *Criboelphidium sumitomoii* (Asano et Murata), *Melonis shimokinensis* (Asano), *Cyclammina ezoensis* Asano, *C. pacifica* Beck, *Ammomarginulina matchigarica* Volosh., *Budashevella deserta* Volosh., характерные для олигоценовых отложений Дальнего Востока. Виды родов *Plectofrondicularia*, *Poronaiia* и большинство видов *Bulimina* и *Cibicides* в осадках средней пачки не обнаружены. В верхней пачке ионайской свиты наряду с видами, встречаемыми в ее средней пачке, появляются единичные *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.), более типичные для вышележащих осадков нижнего миоцена.

Отложения нижней пачки могут быть отнесены - с некоторым допущением - к верхнему эоцену, а

породы двух верхних пачек являются олигоценовыми. Мощность осадков верхнего эоцена-олигоцена на Янракоимской площади - 645-733 м.

Майнопыльгинская подзона. Палеогеновые отложения в этой подзоне вскрыты лишь в виде отдельных фрагментов мелкими структурными скважинами № 36, МП-4, МП-5 и МП-7 (см.рис.1), расположенными вдоль оси Майнопыльгинского поднятия (см.рис.3). Наиболее древние слои палеогена установлены в скважине МП-5, пробуренной у подножья горы Экенай, сложенной мезозойскими(?) кремнисто-вулканогенными породами. В этой скважине в интервале 70-619 м залегают неслоистые кремнистые аргиллиты, в которых встречены более 40 видов бентосных фораминифер с доминированием в их составе *Plectofrondicularia gracilis* Smith, *P. vauhani* Cushman, *P. packardi* Cushman et Schenk, *Gyroidina orbicularis* Cushman, *Dentalina soluta* Reuss, *D. insecta* (Shwager), *Asterigerina* cf. *crassaformis* Cushman et Siegf., *Alabamina wilcoxensis californica* Toulmin, *Cibicides lopjanicus* Myatliuk, *Caucasina shwageri* (Yok.) и др. Данный комплекс указывает на позднеэоценовый возраст вмещающих пород.

Более молодые фрагменты палеогенового разреза, сложенные преимущественно алевролитами, вскрыты скважинами МП-4 (интервал глубин 65-335 м) и МП-7 (20-646 м). В этих породах в комплексе фораминифер основную роль играют *Rhabdammina aspera* Volosh., *Haplophragmoides spadix* V.Kuzn., *H. subimpressus* Volosh., *Cyclammina incisa* Stache, *C. ezoensis* Asano, *Criboelphidium sumitomoii* (Asano et Murata), *Melonis shimokinensis* (Asano) и др. Очевидно, в этих скважинах присутствуют, в основном, отложения олигоцена. В скважине № 36, пробуренной близ берега моря, в интервале 20-736 м залегают песчаные алевролиты и песчаники, в которых обнаружены фораминиферы *Haplophragmoides spadix* V.Kuzn., *Criboelphidium sumitomoii* (Asano et Murata), *Melonis shimokinensis* (Asano), а также типичные для нижнего миоцена *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.). Эта часть олигоценового разреза может коррелироваться с верхней пачкой ионайской свиты, выделенной на Янракоимской площади.

Определить суммарную мощность палеогеновых осадков в Майнопыльгинской подзоне невозможно, так как эти породы лежат в дислоцированной части одноименного гребневидного поднятия. Сумма вертикальных мощностей охарактеризованных различных элементов разреза ионайской свиты составляет 1890 м. Пробуренная на западном борту поднятия самая глубокая в Хатырском бассейне скважина № 35 (3313 м) палеогеновые отложения не вскрыла (см.рис.3).

Ленинградская подзона. В пределах данной подзоны, соответствующей одноименному глубоко-

му неогеновому прогибу, палеогеновые отложения вскрыты только в тыловой части этой структуры в мелкой скважине ВК-1 Ваамочкинской площади (см.рис.1). В интервале 76-458 м палеогеновый разрез сложен в нижней половине глинистыми туфогенными песчаниками с прослоями алевролитов, в верхней половине - трещиноватыми алевролитами. На границе этих двух частей разреза породы катаклазируются до тектонической брекчии.

В туфогенных песчаниках встречены редкие *Bathysiphon edurus* Volosh., *Criboelphidium* cf. *sumitomo* (Asano et Murata), *Haplophragmoides spadix* V.Kuzn. В вышележащих алевролитах обнаружен комплекс фораминифер, содержащий около 50 видов, среди которых преобладают *Budashevella semivoluta* Volosh., *B. multicamerata* Volosh., *Melonis shimokinensis* (Asano), *Pullenia angusta* Cushman. et Todd, *Pseudoparrella minuta* (Cushman. et Laim.), *Anomalina affinis* (Hantken), *Bolivina substriatula* Asano, *Criboelphidium sumitomo* (Asano et Murata), а в качестве аксессуарных элементов присутствуют *Plectofrondicularia gracilis* Smith, *Cibicides pachyderma* (Rzehak) и др.

Структурная ситуация в районе скважины ВК-1 позволяет предположить, что описанные выше палеогеновые породы участвуют в строении тектонического покрова и встреченная последовательность пород ныне обратна их первичному напластованию. В пользу этого предположения свидетельствуют два косвенных признака: появление в верхней части разреза позднеэоценовых фораминифер и скачкообразное уменьшение степени катагенеза органического вещества - с 7,9-8,3 единиц RA (по витриниту) в верхней части разреза до 6,3 единиц RA в нижней.

Центральная зона. В пределах Центральной зоны, пространственно соответствующей Накепейлякскому поднятию и занимающей участок суши от реки Хайидин на востоке до реки Накепейляк на западе, палеогеновые отложения широко распространены на поверхности и изучены как в обнажениях, так и в разрезах мелких структурных скважин. На восточной границе зоны в разрезе скважины КК-1 эоценовые породы участвуют в строении верхней секции тектонического покрова, перекрывающего нижнюю палеоэоценовую пластину. Эта верхняя толща выделяется в интервале глубин 58-550(?) м и сложена трещиноватыми алевролитами с линзами песчаников. Комплекс фораминифер исключительно разнообразен и включает 90 бентосных видов. В его составе обнаружены *Plectofrondicularia gracilis* Smith, *P. packardi* Cushman. et Schenk, *P. vaughani* Cushman., *Poronaiia poronaiensis* (Asano), *Rhabdammina eocenica* Cushman. et Hanna, *Gyroidina orbicularis* Cushman., *G. arcadelphina* Cushman., *G. octocamerata* Cushman. et Hanna, *G. soldanii* Orb., *G. condoni* Cushman. et Schenk,

Bulimina jabei Asano, *B. pupoides* Orb., *B. pyrula* Orb., *B. microcostata* Cushman. et Parker, *Pullenia eocenica* Cushman. et Siegf., *Cibicides hodgei* Cushman. et Schenk, *C. natlandi* Beck, *C. baileyi* Beck, *Dentalina eocenica* Cushman. и др. Ассоциация этих видов позволяет считать возраст вмещающих пород позднеэоценовым и сопоставлять их с нижней пачкой ионайской свиты Янракоимской площади.

В средней части Центральной зоны отложения верхнего палеогена слагают небольшие горные массивы Хайидин, Кунэй и Вычгынай и обнажаются в бортах речных долин. На берегу Берингова моря близ южного подножья г.Кунэй эти отложения вскрыты в мелких скважинах ОК-1, ОК-2 и ОК-3 Океанской площади (см.рис.1). Разрезы скважин представлены неравномерно переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с тонкими линзами песчаников. Комплекс фораминифер скудный и невыразительный: в породах обнаружены немногочисленные *Budashevella deserta* Volosh., *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *Cyclammina pacifica* Beck, *Glandulina laevigata* Orb., *Bathysiphon eocenicus* Cushman. et Hanna. В керне встречены остатки моллюсков *Nuculana* cf. *crassatelloides* Laut., *Yoldia* cf. *watasei* Kanehara, *Parvamussium* cf. *ommaiensis* L.Krisht. et Pron., *Margarites* cf. *eos* Hirayama. По заключению В.И.Волобуевой, эти остатки характерны для верхнеэоценовых и олигоэоценовых пород (эоценовые формы встречены только в скважине ОК-3). Полная мощность отложений не установлена: наиболее глубокая скважина ОК-1 (844 м) из палеогенового разреза не вышла. По данным сейсморазведки МОГТ, можно предположить, что вертикальная мощность данных осадков на Океанской площади превышает 1200-1300 м.

Близкие по составу породы обнажаются в Центральной зоне в долинах рек на наиболее низких гипсометрических уровнях и именуются В.И.Волобуевой «ионайской свитой» [2]. Все вышележащие осадочные отложения, слатающие указанные горные массивы, она объединила в хайидинскую свиту и дала их подробное описание, разделив на три подсвиты. Нижняя подсвита представлена чередующимися песчаниками, алевролитами и конгломератами при преобладании последних. Мощность этой подсвиты колеблется от 500 до 1200 м. Средняя подсвита сложена переслаивающимися алевролитами и песчаниками мощностью от 600 до 1300 м. К верхней подсвите В.И.Волобуевой отнесена 300-метровая толща конгломератов с прослоями песчаников и алевролитов, залегающая на вершинах упомянутых гор.

В отложениях двух нижних подсвит хайидинской свиты В.И.Волобуевой собраны ископаемые моллюски *Yoldia longissima* Slod., *Y. tokunagai* Yok., *Y. watasei* Kaneh., *Nuculana alferovi* Slod., *N. crassa-*

telloides Laut., *N. yotsukurensis* Hiz., *Batibembix* cf. *sachalinensis* (Tak.) и др., а также обнаружен небогатый комплекс фораминифер, в котором ведущую роль играют *Budashevella deserta* Volosh., *B. curvisseptata* (Budash.), *Haplophragmoides coalingensis* Cushm. et Hanna, *H. obliquicameratus* Marks, *Cyclammina pacifica* Beck, *Ammomarginulina matchigarica* Volosh. (определения М.Я.Серовой [3]). Систематический состав приведенных видов позволяет отнести хайдинскую свиту (по крайней мере, ее нижнюю и среднюю подсвиты) к олигоцену. Что касается верхней подсвиты, то имеются обоснованные сомнения в ее принадлежности к палеогеновому разрезу. Сопоставляя районы Центральной зоны и соседней с ней Имликинской подзоны, можно предположить, что «верхнехайдинские» конгломераты могут, скорее всего, относиться к нижнему миоцену или к слоям, переходным от олигоцену к миоцену.

В северной части Центральной зоны близ борта Хатырской впадины в скважине ИК-1 Ионайской площади (см.рис.1) вскрыта 200-метровая толща глинистых алевролитов ионайской свиты, несогласно залегающих на верхнемеловых отложениях. В породах выявлен бедный комплекс фораминифер, в котором преобладают *Budashevella deserta* Volosh., *B. multicamerata* Volosh., *Melonis shimokinensis* (Asano), *Cyclammina pacifica* Beck, *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz), что свидетельствует об олигоценном времени осадконакопления.

Имликинская подзона. В этой подзоне палеогеновые отложения установлены в скважине № 30 на Анольской площади (см.рис.1), располагающейся у юго-западного подножья низкогорного массива Имынэй и приуроченной к западному борту Имликинского неогенового прогиба (см.рис.3). В разрезе скважины к верхнему палеогену отнесены две толщи. Нижняя толща (интервал глубин 2200-3065 м) представлена алевролитами с прослоями аргиллитов и тонкозернистых песчаников и соответствует «ионайской свите» соседней Центральной зоны. Верхняя толща (интервал 1603-2200 м) сложена однородными плотными мелкозернистыми песчаниками и именуется анольской свитой.

В толще алевролитов выделен комплекс фораминифер с доминирующим положением рода *Cyclammina* (*C. pacifica*, *C. cushmani*, *C. ezoensis*, *C. samana* и др.), *Cribroelphidium sumitomo* (Asano et Murata) и вида *Ammomarginulina matchigarica* Volosh., что свидетельствует об олигоценном возрасте пород. Наряду с ними встречен *Nonion sorachiense* Asano, известный в эоцене острова Хоккайдо [11] и Камчатки. Песчаники анольской свиты залегают на подстилающих отложениях согласно, не содержат органических остатков, за исключением перекристаллизованных

ядер дискоидей и сфероидей плохой сохранности, и относятся к олигоцену условно.

Усть-Хатырская подзона. Эта подзона пространственно совмещается с широкой долиной реки Хатырка в ее нижнем течении. В восточной части долины, закрытой сплошным чехлом четвертичных осадков, близ подножья гор Имынэй на Элгинской площади пробурена скважина № 31 глубиной 3211 м (см.рис.1). Разрез скважины сложен верхнепалеогеновыми, преимущественно тонкообломочными породами и характеризуется, в целом, литологической однородностью, обнаруживая большое сходство с алевролитовой толщей верхнего эоцена-олигоцену скважины № 30 («ионайской свитой»). Только с помощью гранулометрических анализов пород разрез скважины № 31 можно с некоторой долей условности разделить на три части: нижнюю аргиллито-алевролитовую (в интервале глубин 1305-3211 м), среднюю песчано-алевролитовую (интервал 857-1305 м) и верхнюю алевролитовую. Такая монотонность и однородность разреза позволяет отнести все вскрытые отложения к ионайской свите.

Комплекс фораминифер, характеризующий породы в скважине № 31, также довольно однороден. По всему разрезу доминируют *Rhabdammina eocenica* Cushm. et Hanna, *Budashevella multicamerata* Volosh., *B. deserta* Volosh., *Ammomarginulina matchigarica* Volosh., *Cyclammina pacifica* Beck, *C. japonica* Asano, *C. pilvoensis* Volosh. Виды, характерные для эоцена, в этом комплексе отсутствуют; отложения относятся к верхнему эоцену-олигоцену по аналогии с литологически сходными палеогеновыми разрезами скважин Анольской и Океанской площадей.

Маллэнская подзона. В Маллэнской подзоне, располагающейся на правом берегу реки Хатырка и занимающей юго-западный сегмент Хатырской впадины, бурение не проводилось. Однако хорошая обнаженность третичных отложений в течении нескольких десятилетий отводила этому участку роль полигона для многочисленных геологосъемочных и тематических литолого-стратиграфических исследований (И.М.Русаков, Ю.Б.Гладенков, Н.В. Устинов, В.И.Волобуева, А.Е.Мохов, Ю.К.Бурлин и др.). Современные представления об особенностях геологического строения Маллэнской подзоны отражены, в частности, в последних работах В.И.Волобуевой и Ю.Б.Гладенкова [3, 4].

В основании палеогенового разреза на правом берегу реки Хатырка залегают ольховская свита, сложенная алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов и песчаников. Мощность свиты оценивается приблизительно в 1000 м. В породах встречены остатки моллюсков *Nemocardium iwakiense* Mak., *Yoldia watasei* Kaneh., *Thyasira inflata* Yabei et Nomura, *Papyridea matschigarica* Khom., *Lucinoma*

acutilineata (Conrad) и др., позволяющие отнести вмещающие отложения к верхнему эоцену-олигоцену [4]. В верхах свиты обнаружен комплекс фораминифер с *Cyclammia ezoensis* Asano, *C. pacifica* Beck, *C. japonica* Asano, *C. pilvoensis* Volosh., *Bathysiphon edurus* Volosh., *B. cf. exiguus* Volosh. и др.

Стратиграфически выше и, видимо, согласно залегает маллэнская свита олигоцен-нижнемиоценового возраста, представляющая собой толщу песчаников с разнообразной структурой и текстурой, включающих прослойки алевролитов и конгломератов. Авторы указанной работы [4] приводят достаточно подробное описание состава этой свиты и разделяют ее на 13 пачек, намечая границу между олигоценовыми и миоценовыми осадками примерно по подошве 9-ой пачки. Палеогеновая часть разреза охарактеризована сборами ископаемых моллюсков *Yoldia laudabilis* Yok., *Y. matschigarica* L.Krisht., *Y. watasei* Kaneh., *Y. caudata* Khom., *Neptunea ezoana* Tak., *N. onnaica* Tak., *Clinocardium asagaiensis* Mak., *C. schinjiense* (Yok.), *Maetra asymmetrica* L. Krisht. и др., и фораминифер *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *H. subimpressus* Volosh., *H. postlaminatus* Volosh., *H. oblongus* Volosh., *H. renzi* Asano, *H. snatolensis* Budash., *Cyclammia pacifica* Beck, *C. incisa* Stache и др.

Общая мощность маллэнской свиты, согласно полевым замерам по стандартной методике, достигает 7500 м, причем на долю олигоценовых пачек приходится около 5100 м. Необходимо указать, что данные оценки самими же авторами [4] признаются кажущимися и, следовательно, недостоверными. Природа кажущейся аномальной мощности отложений маллэнской свиты вполне убедительно объясняется в вышеуказанной статье [4] и связывается с фациями бокового наращивания в мигрирующей дельте крупного олигоцен-нижнемиоценового водотока.

Палеогеновые отложения Хатырской впадины во всех ее фациальных зонах без видимого несогласия перекрываются нижнемиоценовыми породами. Рассмотрению стратиграфии неогеновых осадков данного района будет посвящена наша следующая

статья, в которой будут приведены также основные выводы, вытекающие из изучения стратиграфии кайнозойского осадочного чехла Хатырского бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабушева А.В. О первой находке планктонных фораминифер в датских отложениях Хатырской впадины (Северо-Восток СССР)// Докл. АН СССР. М., 1989. Т. 308. № 6. С.1462-1465.
2. Волобуева В.И., Красный Л.Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. С.11-57.
3. Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Белая Б.В. Палеоген Северо-Востока СССР// Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ АН СССР, 1988. С.118-156.
4. Гладенков Ю.Б., Волобуева В.И., Митрофанова Л.И. Третичные толщи Нижнехатырского прогиба (Корякское нагорье)// Изв.АН СССР, сер.геол. 1985. № 3. С.77-93.
5. Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. С.91-96.
6. Руженцев С.В., Тильман С.М., Бялобжеский С.Г. и др. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. С.5-30;136-189.
7. Asano K. Paleogene Foraminifera from the Ishikari and Kushiro Coal-Fields. Hokkaido: Short Papers.,JGPS. 1952. N 4. P. 23-46.
8. Asano K. Some Paleogene smaller Foraminifera from Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1958. Ser.2, V.29. P.43-75.
9. Bandy O.L. Eocene foraminifera from Cape Blanco Oregon // J. Paleontol. 1944. V.18. P.366-377.
10. Beck R. Eocene foraminifera from Cowlitz River, Lewis country, Washington // J. Paleontol. 1943. V.17, N 6. P. 584 - 614.
11. Kaiho K. Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 1. Lithostratigraphy and Biostratigraphy including Description of new Species // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser.geol. 1984. V.54, N 2. P. 95-139.
12. Ujiie H., Watanabe H. Poronai Foraminifera of the Northern Ishikari Coal-Field, Hokkaido // Tokyo Kyoiku Daigaku. Sci.Rep. Ser.C. 1960. V.7, N 63. P.117-136.

Поступила в редакцию 30 апреля 1998 г.

Рекомендована к печати Попеко Л.И.

D.I.Agapitov, L.I.Mitrofanova

Stratigraphy of Paleogene deposits of the Khatyrsky basin (Chukotka)

The terrestrial part of the Khatyrsky basin is characterized by a high degree of facies variability of Cenozoic sedimentary deposits which impedes correlation of discrete Paleogene and Neogene sections. On the basis of detailed paleontological study of the core from the drilled holes and correlation of the defined stratigraphic units with the sections of the exposed areas, a more precise correlation scheme is suggested that involves all facial zones. The paper examines the stratigraphy of Paleogene deposits, which are ubiquitous in this region and penetrated by 14 holes on 8 sites. The Paleogene assemblages in the Khatyrsky basin are represented by rocks of all the three divisions of Paleocene, Eocene and Oligocene.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

УДК [549.643.2/3: 552.323.1](571.6)

АКЦЕССОРНЫЕ СА-АМФИБОЛЫ РИОЛИТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ИХ РОЛЬ
В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ МАГМ S - ТИПА

Л.Г.Филимонова

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

В жерловых фациях биотитовых риолитов, принадлежащих орогенным породам S-типа, обнаружены микроксенокristы Са-амфиболов, а также содержащие этот минерал микроксенолиты роговообманковых перидотитов и микроагрегаты темноцветных минералов. Химический состав и свойства этих минералов указывают на то, что они не могли кристаллизоваться из кислого расплава. Эдениты и эденитовые роговые обманки, ассоциирующие с биотитом и ильменитом, могли кристаллизоваться в условиях 3,4-5,1 кбар. из субщелочных магм в магматических камерах, расположенных в базитовом слое коры на глубинах от 12 до 18 км от палеоповерхности. Паргаситы и паргаситовые роговые обманки, ассоциирующие с форстеритом, могут принадлежать роговообманковым перидотитам. Присутствие в кислых вулканитах корового происхождения аксессуариев, принадлежащих породам базитовых слоев коры, указывает на участие глубинных процессов в их формировании.

ВСТУПЛЕНИЕ

Биотитовые риолиты являются одними из характерных компонентов орогенных вулканических пород S-типа, состав которых формируется в результате плавления сиалических слоев коры [18]. Главными критериями для выделения пород этого типа послужили их высокая глиноземистость, а также высокое содержание радиогенного стронция. При этом их минеральный состав может значительно варьировать в зависимости от P-T условий кристаллизации и фугитивности летучих компонентов. Известно, что многие плутонические и вулканические породы S-типа содержат неравновесные с кислой магмой включения пород и монокристаллы, присутствие которых, как было показано Х. В. Зеком [32], предоставляет важную информацию либо о составе реститовых пород, либо о процессах смешения глубинных основных и кислых коровых магм. Эти данные позволяют вносить коррективы в интерпретацию геохимических и особенно изотопных данных, касающихся происхождения пород [16] и др.

При исследовании минерального состава крупнопорфировых биотитовых риолитов Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканических поясов впервые обнаружены акцессорные Са-амфиболы, химический состав которых отличен от состава аналогичных минералов, относимых к разряду фенокристаллов орогенных риолитов. Одни из них представляют монокристаллы, а другие входят в состав тонкозернистых минеральных агрегатов. Размеры зе-

рен минералов и их агрегатов не превышают 0,25 мм. В представленной работе приводятся данные о химическом составе, свойствах этих минералов, дающие основание считать, что они не могли кристаллизоваться из кислой магмы, что эти минералы и микроагрегаты можно рассматривать в качестве микроксенокristов и микроксенолитов.

Особенности состава биотитовых риолитов и их геологическое положение.

Исследуемые биотитовые риолиты представляют собою жерловые фации вулканитов и принимают участие в строении сложно построенных мезо-кайнозойских орогенных вулканогенных толщ двух кольцевых структур. Одна из них, Дукальская, расположена в субмеридиональном Балыгычан-Сугойском грабене (Охотско-Чукотский вулканический пояс). Другая, Брусничная, приурочена к субширотному грабену р. Зеркальной (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс). Некки и штоки, располагающиеся в зонах пересечения различно ориентированных глубинных разломов, ассоциируют в Балыгычан-Сугойском грабене с богатыми золотосеребряными рудами месторождения Дукал, а в Южном Приморье трансируют специализированные в отношении указанных элементов металлогенические зоны [5, 10]. Биотитовые риолиты формировались на заключительной стадии развития орогенеза, когда уже была образована мощная толща субазральных вулканитов кислого и среднего состава и строение коры приобрело черты континентального типа. Эти процессы на территории Сихотэ-

Алиния происходили в эоцене, а на территории Балыгчан-Сугойского прогиба - в верхнем мелу [12].

Субвулканические биотитовые риолиты представляют собою порфировые породы, в которых крупные (до 3-4 см) зерна бесформенного кварца, таблитчатых, частично резорбированных полевых шпатов, более мелкого (до 5 мм) деформированного и резорбированного биотита беспорядочно рассеяны среди кварц-полевошпатовой основной массы. Полевые шпаты представлены олигоклазом (№ 25-27), санидином, ортоклазом и составляют 50-60% объема пород. Последние характеризуются наибольшей степенью идиоморфизма и достигают наиболее крупных размеров. Зерна биотита составляют не более 5-7% от всей массы породы. Структура кварц-полевошпатовой основной массы фельзитовая, в отдельных участках микрогранитовая или сферолитовая. Размер мельчайших зерен, формирующих основную массу порфировых пород, не превышает 0,05 мм. Рассеянные среди тонкозернистой основной массы акцессорные минералы и их агрегаты составляют не более 1,5% от веса пород. Их размеры обычно не превышают 0,25 мм. Наиболее широким распространением пользуются ильменит, магнетит, циркон. Отдельные зерна амфибола, граната, пироксенов, оливина и их микроагрегаты встречаются реже. Микроксенокристи (М) акцессорных Са-амфиболов окрашены в буровато-коричневые тона. Их очертания четкие, а в краевых зонах следы реакционных взаимодействий с минералами основной массы пород отсутствуют (рис. 1). Характерен плеохроизм от бурых тонов до бледно-желтых. Более мелкие зерна (менее 0,1 мм), окрашенные в темно-коричневые тона, обнаружены в составе биминеральных микроксенолитов (МК) перидотитов, в которых амфибол ассоциирует с оливином, а также в составе тонкозернистых микроагрегатов темноцветных минералов (МТМ), основу которых составляют биотит, ильменит, гематит.

Химический состав исследованных пород (табл. 1) из двух регионов сходен и близок к составу кислых магматических пород S-типа, которым присущи высокая глиноземистость, калиевая щелочность, величины отношений K/Rb и Ba/Sr, характерные для сиалических слоев коры и слабо дифференцированных



Рис. 1. Фенокристаллы биотита (темное), кварца (Q), микроксенокристи роговой обманки (Hbl) на фоне фельзитовой основной массы риолита. Размер полосы 0,25 мм.

кислых расплавов [24, 29]. Изотопный состав стронция биотитовых риолитов Зеркальнинского грабена и Дукальской структуры (величины первичных отношений достигают для первых - 0,7160, для вторых - 0,7110) характеризуется высокой долей радиогенного изотопа, характерной для пород корового происхождения [6, 12].

Химический состав акцессорных амфиболов. В результате исследования химического состава* акцессорных амфиболов установлено, что все они соответствуют классификации В. И. Лика [27] принадлежат к высокоглиноземистой разновидности Са-амфиболов, у которых величина (Na+K) в позиции А > 0,50 ф. е.; Са > 1,34 ф. е. в позиции В; а в позиции С - Fe⁺³ < Al; Ti < 0,5 ф. е. (табл. 2, рис. 2). Величина содержания хрома в исследованных зернах ниже чувствительности определения (< 0,01%). Элементы химической зональности не обнаружены. Алюминий занимает как тетраэдрическую, так и октаэдрическую позиции. Избыточный положительный заряд, образующийся при появлении алюминия в четверной координации, компенсируется как эденитовым типом замещения

Табл. 1. Химический состав биотитовых риолитов Балыгчан-Сугойского (21/89) и Зеркальнинского (55/78) грабенов.

комп.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	%							Rb	Sr	Ba	K/Rb	Ba/Sr
					FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма					
55/78	71.60	0.35	13.40	2.06	0.32	0.07	1.00	1.98	3.45	3.45	97.68	110	80	800	348	10
20/77	73.63	0.12	12.95	1.45	0.64	0.05	0.13	0.53	3.97	4.21	96.68	110	150	500	285	3.3

Аналитики Л.П. Царева и С.В. Воронская (ИГЕМ РАН)

*Химический состав амфиболов и ассоциирующих минералов, извлеченных из искусственных шлихов, изучался рентгено-спектральным методом на микроанализаторе MS-46 Cameca И.П. Лапутиной.

Таблица 2. Химический состав и свойства акцессорных Са-амфиболов из микроксенолитов (мк), микроагрегатов темноцветных минералов (мтм), микроксенокристов (м) биотитовых риолитов Балыгычан-Сугойского (БС) и Зеркальнинского (ЗР) грабенов.

Регион	БС				ЗР				
	21/89		45/86		55/78			50/78	26/82
Мин. агр	мк	м	мк	мтм	мк	м	мтм.	м	м
SiO ₂	43.14	42.96	41.25	42.35	42.07	42.65	43.59	41.33	41.55
TiO ₂	3.59	2.32	2.32	2.05	1.33	1.07	1.97	2.47	1.77
Al ₂ O ₃	13.55	9.41	10.41	10.75	13.14	10.17	10.47	11.17	11.17
FeO	9.34	25.26	29.26	22.35	11.54	25.50	19.08	23.80	25.29
MnO	-	1.01	0.76	0.45	0.22	1.30	0.39	1.05	1.30
MgO	13.69	2.99	0.99	6.51	14.13	3.97	8.63	4.29	2.06
CaO	11.51	10.95	9.85	9.95	11.19	10.39	10.35	10.07	10.39
Na ₂ O	2.20	2.08	1.92	1.85	2.19	1.99	2.04	2.08	2.09
K ₂ O	0.88	0.73	0.85	0.98	1.40	1.02	0.82	0.95	1.02
сумма	97.90	97.71	97.61	97.24	97.11	98.06	97.34	97.21	96.64
Si	6.28	6.83	6.62	6.54	6.16	6.68	6.62	6.50	6.69
Al ^{IV}	1.72	1.17	1.38	1.46	1.84	1.32	1.38	1.50	1.31
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.39	0.28	0.28	0.24	0.15	0.13	0.22	0.29	0.21
Al ^{VI}	0.60	0.59	0.59	0.49	0.44	0.56	0.50	0.57	0.81
Fe ⁺³	0.06		0.14	0.36	0.41	0.20	0.26	0.17	
Mg	2.97	0.71	0.24	1.50	3.09	0.93	1.96	1.01	0.49
Fe ⁺²	0.98	3.35	3.70	2.39	0.84	3.11	2.04	2.89	3.40
Mn		0.07	0.05	0.03	0.01	0.07	0.03	0.07	0.09
M1,2,3	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Fe ⁺²	0.10		0.09	0.14	0.10	0.03	0.12	0.07	0.01
Mn		0.06	0.05	0.03	0.01	0.09	0.03	0.07	0.09
Ca	1.79	1.87	1.70	1.64	1.76	1.74	1.69	1.70	1.79
Na	0.11	0.07	0.16	0.19	0.13	0.14	0.16	0.16	0.11
M ₄	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.51	0.57	0.44	0.37	0.49	0.47	0.43	0.47	0.54
K	0.16	0.15	0.17	0.19	0.26	0.20	0.16	0.19	0.21
A	0.67	0.72	0.61	0.56	0.75	0.67	0.59	0.66	0.75
кат.	15.7	15.7	15.6	15.6	15.8	15.7	15.6	15.7	15.8
O	23.1	23.3	23.2	23.1	23.0	23.1	23.1	23.2	23.3
Mg/(Fe+Mg)	0.72	0.17	0.05	0.34	0.70	0.21	0.48	0.24	0.13

Примечание. Кристаллохимические формулы амфиболов рассчитаны на 15 катионов за исключением Na и K (в позиции В) и на 13 катионов (за исключением Ca, Na, K в позициях А и В). Метод П. Робинсона и др. [13].

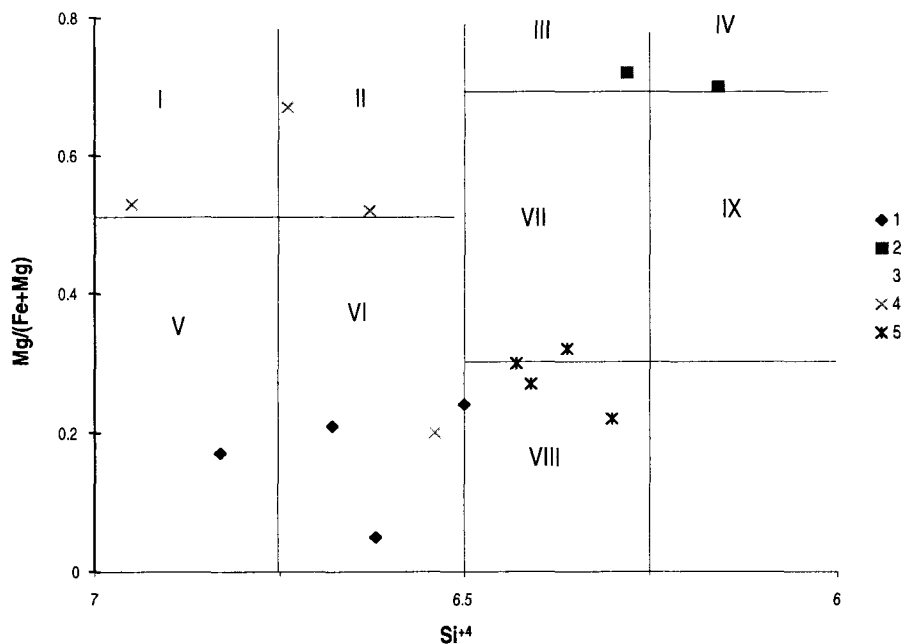


Рис. 2. Соотношения магниальности и тетраэдрического кремния в Са-амфиболах и их классификация по Б.И. Лику [27].

Условные обозначения к рис. 2, 3: 1 - 3 включения Са-амфиболов из микроксенокристов (1), микроксенолитов кортландитов (2), микроагрегатов темноцветных минералов (3); 4 - Са-амфиболы из риолитов (по В. А. Баскиной [2] и И. С. Кармикаэлли [17]); 5 - то же из кварцевых сиенитов (по Е. С. Доброхотовой [3] и А. Джирету, Б. Бонину и Д. М. Легерту [21]).

Поля на диаграмме: I - эденит, II - эденитовая роговая обманка, III - паргаситовая роговая обманка, IV - паргасит, V - железистый эденит, VI - железисто-эденитовая роговая обманка, VII - железистая паргаситовая роговая обманка, VIII - ферропаргаситовая роговая обманка.

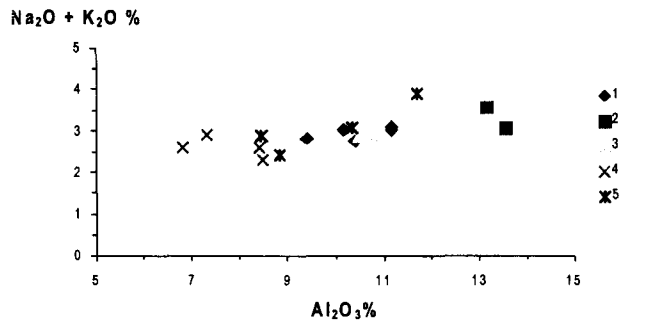


Рис. 3. Соотношения суммы щелочей и глинозема у Са-амфиболов. Усл. обозначения см. на рис. 2.

[$(A)+Si = Na(A)+Al^{IV}$], так и чермакитовым [$Mg^{VI}+Si^{IV} = Al^{VI}+Al^{IV}$].

На рис. 2 и 3, демонстрирующих соотношения Si и $Mg/(Fe+Mg)$; Al_2O_3 и Na_2O+K_2O , точки, соответствующие составам проанализированных амфиболов, образуют две группы. Одна из них образована точками, отражающими составы амфиболов из МК, которые характеризуются повышенными содержаниями щелочей, глинозема и пониженными - кремния. Вторая - точками, отражающими свойства микроксенокритов и зерен, заключенных в МТМ. Для них характерны высокая железистость, повышенные содержания кремния, пониженные - щелочей и глинозема.

Микроксенокриты Са-амфиболов (М) принадлежат к наиболее железистой серии ряда эденит-эденитовая роговая обманка (см. рис. 2). Практически все железо находится в двухвалентной форме. Характерной особенностью их химического состава являются повышенные содержания MnO (до 1,30%) и TiO_2 (до 2,32%). В отличие от химического состава Са-амфиболов, представляющих собою фенокриты орогенных риолитов, или принадлежащих гранитоидам, данные по которым приводят в своих работах Д. Р. Уонс и М. С. Гилберт [31], А. Эварт [15], Е. С. Доброхотова [3], В. А. Баскина [2], И. С. Кармайл [17], М. С. Драмаунд и др. [20], микроксенокриты обладают высокой железистостью, повышенным содержанием глинозема и щелочей (см. рис. 2, 3). Сочетание высоких содержаний всех трех компонентов редко отмечается у Са-амфиболов магматических пород. Эти свойства характерны для минералов кварцевых сиенитов, входящих в состав анорогенных субщелочных комплексов пород [1, 3, 13, 21]. В рифтогенных структурах Южного Верхоянья эти комплексы пород контролируют размещение золотого оруденения.

Са-амфиболы из МТМ представлены эденитовой роговой обманкой (см. рис. 2). По сравнению с химическим составом микроксенокритов они обладают меньшей железистостью ($Mg/Fe+Mg = 0,48$), пониженным содержанием Mn (0,39%) и более высокой долей рассчитанного трехвалентного железа в октаэдр-

рической позиции. При этом соотношение щелочей и глинозема у двух морфологических типов Са-амфиболов близки (см. рис. 3). Биотит, ассоциирующий с Са-амфиболом в МТМ, характеризуется умеренной железистостью ($Fe/Fe+Mg=0,58$). Ильменит содержит примеси Mg, Mn. Величины содержаний гейкелитового и пирофанитового компонентов соответственно достигают 6 и 12%.

Са-амфиболы из МК относятся к группам паргаситовой роговой обманки (см. рис.2). Максимальные содержания алюминия и его доли в октаэдрической позиции (до 0.60 ф. е.) сопровождаются высокими значениями содержаний щелочей (см. рис. 3). Содержания MnO опускаются ниже порога чувствительности анализа (<0,01%). Оливины, ассоциирующие с паргаситом и паргаситовой роговой обманкой, содержат от 81 до 86% форстеритового компонента.

Химический состав Са-амфиболов и ассоциирующих с ними оливинов из микроксенолитов соответствует таковому у аналогичных минералов кортландитов, принимающих участие в строении своеобразных габбро-кортландитовых комплексов, трассирующих переходную зону океан-континент и хорошо изученных на территории Южного Приморья, Камчатки и Японских островов [4, 11, 14, 28] и др.). Эти комплексы пород являются высокобарическими и продуктивными в отношении хромитов, Pt и Cu-Ni оруденения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные о химическом составе и свойствах аксессуарных Са-амфиболов и ассоциирующих с ними минералов свидетельствуют о том, что они не характерны для кислых магматических пород орогенных комплексов. Как уже было упомянуто, Са-амфиболы последних характеризуются более низкими величинами содержаний железа, щелочей, глинозема. Эдениты и эденитовые роговые обманки микроксенокритов и МТМ, обогащенные железом, глиноземом и щелочами могли принадлежать субщелочным породам анорогенных комплексов (в частности, кварцсодержащим сиенитам), а паргаситовые роговые обманки, ассоциирующие с оливином в микроксенолитах, - к роговообманковым перидотитам. Некоторые особенности состава Са-амфиболов могут быть использованы для уточнения условий их кристаллизации и определения глубинных уровней коры, на которых располагались их содержащие плутонические образования. Статистический анализ распределения компонентов химического состава роговых обманок, проведенный М. М. Мануйловой и В. В. Зарубиным [7], показал, что эти минералы различаются по содержанию глинозема в зависимости от принадлежности к магматическим породам, сформированным в пределах различных глубинных ярусов земной коры. Так для минералов субвулканических пород характерны ми-

нимальные содержания Al (1,12 на ф. е.), а у Са-амфиболов абиссальных гранитоидов эта величина достигает 1,95. Д.М. Хэммерстром и И. Зен [22], Л. С. Холлистер и др. [25], изучившие минеральный состав плутонических пород и зон экзоконтактных ореолов, установили эмпирически и рассчитали линейную зависимость между содержанием глинозема в роговых обманках и величиной давления, при которой происходила их кристаллизация из магматических расплавов. В дальнейшем на основе экспериментов для амфиболов, ассоциирующих с расплавом, флюидом, биотитом, кварцем, санидином, плагиоклазом, сфеном, магнетитом, ильменитом при давлениях от 2 до 8 кбар. и температурах от 740 до 780°C М. К. Джонсон и М. Д. Руезтерфорд [26] уточнили параметры этой зависимости, которую выразили уравнением: $(P=4,23Al-3,46)$. Проведенные расчеты позволяют полагать, что акцессорные Са-амфиболы эденитового ряда могли быть равновесны с расплавом глубинных магматических камер в условиях от 3,4 до 5,1 кбар. Если принимать указанные величины давлений за литостатические, то гипотетические магматические резервуары могли находиться на глубинах от 12 до 18 км от палеоповерхности, что соответствует верхам базитового слоя в рифтогенных грабенах. Аналогичные расчеты, проведенные для породобразующих роговых обманок из орогенных риолитов, составы которых отображены на рис. 2 и 3, показывают, что магматические камеры, в которых они кристаллизовались, могли располагаться в сиалическом слое коры на глубинах от 2 до 10 км в условиях <3,2 кбар. Подобные результаты получены и Т.Д. Спеллом и П.Р. Кайлом [30], использовавшими свойства фенокристаллов роговой обманки и других минералов для решения вопросов петрогенезиса орогенных риолитов кальдер в штате Нью Мексико. О различных условиях кристаллизации акцессорных и породобразующих Са-амфиболов свидетельствуют и другие особенности их химического состава. Так, первые формировались в условиях более низкой фугитивности кислорода и практически не содержат расчетного Fe^{+3} , тогда как вторые содержат этот компонент в количестве более 10%. Повышенные содержания калия в акцессориях (0,73-1,02%) по сравнению с породобразующими аналогами (0,33-0,95%), согласно данным Р. Т. Хелза [23], свидетельствуют о кристаллизации первых в условиях более высоких температур. Температура образования акцессорных эденитовых Са-амфиболов может быть оценена лишь для тех разновидностей, которые присутствуют в МТМ, используя диаграмму Л. Л. Перчука и И. Д. Рябчикова [9], рассчитанную для сосуществующих амфиболов и биотитов. Судя по этой диаграмме, амфибол и биотит, характеризующиеся величинами отношений $Mg/(Mg+Fe)$ соответственно 0,42 и 0,41, могли сосуществовать при 600-570 °С.

Данные о химических составах сосуществующих в МК паргаситов и оливинов позволяют считать, что они принадлежат роговообманковым перидотитам, образованным из расплавов, кристаллизовавшихся в условиях базитового слоя коры. В первую очередь об этом свидетельствует практическое отсутствие хрома в паргаситовых роговых обманках, что не характерно для мантийных минералов [19, 28]. Это подтверждается расчетами, проведенными С. А. Щекочкой и др. [14] для оценки условий формирования подобных минералов в кортландитах Южного Приморья. Указанные расчеты позволили автору прийти к выводу о том, что эти породы формировались в Р-Т условиях низов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (5,0 - 7,5 кбар и 500 - 700 °С).

Таким образом, данные об условиях кристаллизации акцессорных Са-амфиболов и ассоциирующих с ним минералов свидетельствуют о том, что они могли кристаллизоваться в глубинных магматических резервуарах, расположенных в пределах базитовых слоев литосферы. Для обсуждения вопросов возможной генетической связи субщелочных и ультраосновных плутонов и риолитовой магмы на основе данных о типоморфных особенностях изученных минералов мы не располагаем в настоящее время достаточным комплексом данных. Однако высокие содержания радиогенного стронция в риолитах являются весьма весомым аргументом в пользу того, что генерация кислой магмы происходила в сиалических слоях коры. Присутствие редких включений, заимствованных из базитовых слоев коры, не оказало существенного влияния на величины соотношений изотопов стронция.

Все вышеизложенное позволяет полагать, что обнаруженные микровключения, содержащие Са-амфиболы, были вынесены из диспергированных в зонах глубинных разомов пород базитовых слоев коры потоками глубинных трансмагматических флюидов. Большая роль последних в вулканических процессах известна. Данные о реальном участии глубинных газов в становлении кислых вулканических толщ в пределах Южного Приморья были получены В.Г.Моисеевко и В.Г.Сахно [8] на основе изучения состава газожидких включений в минералах кислых вулканических пород. Остаются не вполне ясными ответы на вопросы, касающиеся сохранности мелких частиц, отсутствия на их поверхности вторичных изменений. Можно полагать, что это необычное явление может быть связано, во-первых, с особыми свойствами потоков глубинных флюидов, во-вторых, с тем, что термостойкие, мельчайшие частицы минералов и их агрегатов были закалены в особых условиях, в-третьих, с высокой скоростью продвижения к поверхности кислой магмы, насыщенной флюидами. Конкретные ответы на поставленные вопросы могут быть получены после проведения дополнительных исследований минералов и включений в них.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение химического состава и свойств акцессорных Са-амфиболов и ассоциирующих с ними минералов из субвулканических биотитовых риолитов двух грабенов, секущих Восточно-Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский краевые вулканические пояса, показало, что эти минералы, несмотря на региональную разобшенность пород, их содержащих, обладают весьма устойчивым химическим составом, что свидетельствует о стабильности условий их кристаллизации.

Эдениты и эденитовые роговые обманки, представляющие микроксенокристи и входящие наряду с биотитом и ильменитом в состав тонкодисперсных микроагрегатов темноцветных минералов, могли принадлежать кварцсодержащим сиенитам субщелочных анорогенных комплексов, характерных для рифтогенных структур и контролирующей позицию золотого оруденения. Они могли кристаллизоваться в условиях от 3,4 до 5,1 кбар в магматических камерах, расположенных в базитовом слое коры на глубинах от 12 до 18 км от палеоповерхности. Паргаситы и паргаситовые роговые обманки, входящие наряду с оливином в состав микроксенолитов, могли принадлежать роговообманковым перидотитам, вмещающим руды драгоценных и редких элементов.

Обнаружение в кислых коровых вулканитах включений, принадлежащих базитовым слоям коры, указывает на участие глубинных процессов в их формировании. Потоки глубинных флюидов, служившие коллекторами для продвижения микрочастиц различного состава (породообразующих минералов, возможно и рудных компонентов) из диспергированных глубинных базитовых пород, возможно, способствовали процессам выплавления кислой магмы S-типа, быстрому ее продвижению к поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Тронева Н.В. Породообразующие минералы в составе пород массивов Витимского нагорья// Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 148-165.
2. Баскина В. А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 261с.
3. Доброхотова Е. С. Роговая обманка и другие кальциевые амфиболы//Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 5-83.
4. Зимин С. С., Гайденко С. В., Юдин А. М. Полихронные офиолитовые пояса активной окраины востока Азии// Кристаллическая кора в пространстве и во времени. Магматизм. М.: Наука, 1989. С. 257-262.
5. Калинин А. И. Магматические образования и связь с ними серебрянного оруденения на месторождении Охотско-Чукотского вулканического пояса//Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 46-61.
6. Копытин В.И., Милов А.П., Сидоров А.А. О соотношении серебрянного оруденения с продуктами известково-щелочного магматизма (Балыгычан-Сугуйский прогиб). Ассоциации изверженных пород Северо-Востока СССР. Магадан, 1988. С. 151-169.
7. Мануйлова М. М., Зарубин В. В. Состав роговой обманки как показатель глубинности формирования гранитоидов и метаморфических пород//Сов. геология. 1978. №2. С.148-154.
8. Моиссенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.
9. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовые равновесия в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 288 с.
10. Рудоносность континентальных вулканических поясов/Под ред. Н. П. Лаверова. М.: Недра, 1982. 256 с.
11. Старков Г.Н., Зимин С. С., Октябрьский Р. А. Роговые обманки базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока//Минералы и парагенезисы минералов. Л.: Наука, 1978. С. 71-93.
12. Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 158 с.
13. Шнай Г. К. Амфиболы щелочных и близких им пород Южного Верхоянья//ЗВМО. 1994. N 5. С.88-97
14. Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Троктолит-кортоландитовая никеленосная формация Дальнего Востока//Геология медно-никелевых месторождений СССР. М.: Наука, 1990. С. 247-255.
15. Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканов//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19-98.
16. Baldrige W. S. Mafic and ultramafic inclusion suits from the Rio Grande rift (New Mexico) and their bearing on the composition and thermal state of the lithosphere// J. of Vol. and Geotherm. Res. 1979. V.6. P. 319-351.
17. Carmichael I. S. E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates //Contrib. Mineral. Petrol. 1967. V.14, N.1. P. 36-64.
18. Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types//Pacific Geology. 1974. V.8. P. 173-174.
19. Conrad W. K., Kay R. W. Ultramafic and mafic inclusions from Adac island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc// J. of Petrol. 1984. V.25, N 1. P. 88-125.
20. Drummond M.S., Bordelon M., Deboer J. Z., Defant M. J., Bellon H., Feigenson M. D. Igneous petrogenesis and tectonic setting of plutonic and volcanic rocks of the Cordillera de Talamanca, Costa-Rica Panama, Central-American Arc//Amer. J. Sci. 1995. V. 295, N 7. P. 875-919
21. Giret A., Bonin B., Leger J.M. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes//Canad. Min. 1980. V.18, N 4. P. 481-495.
22. Hammarstrom J. M., Zen E. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer//Amer. Min. 1986. V. 71. P. 1297-1313.

23. Helz R. T. Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature-sensitive reaction//*Amer. Mineral.* 1979. V. 64. P. 953-965.
24. Holliday A. N. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas//*Chem. Geol.* 1991. V. 92. P. 107-114.
25. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E. K., Slowell H.H., Siesson V. B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons//*Amer. Mineral.* 1987. V. 72. P. 231-239.
26. Jonson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to long valley caldera (California) volcanic rocks//*Geology.* 1989. V. 17, N 9. P.837-841.
27. Leak B. E. Nomenclature of amphiboles//*Canad. Mineral.* 1978. V. 16, N 4. P. 501-520.
28. Ozawa K. Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the Miyamori ultramafic complex, Kitakami mountains, northeast Japan: estimation of P-T condition and igneous composition of minerals//*Journal of the Faculty of Science the University of Tokyo.* 1986. V. 21, N. 3. P. 115-137.
29. Shaw D. M. A review of K-Rb fractionation trend by covariance analysis//*Geochem. et Cosm. Acta.* 1968. V. 32. P. 537-601.
30. Spell T. J., Kyle P. R. Petrogenesis of valle grand member rhyolites valles caldera, New Mexico: implication for evolution of the Jemez mountain magmatic system//*J. Geophys. Res.* 1989. V.94, N B8. P. 10379 - 10396.
31. Wones D. R., Gilbert M. C. Amphiboles in the igneous environment// *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy.* 1982. V. 9B. P. 355-383.
32. Zeck H. P. Restite-melt and mafic-felsic magma mixing and mingling in an S-type dacite, Cerro del Hoyazo, Southeastern Spain//*Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth sciences.* 1992. V.83, N 1-2. P. 139-144.

Поступила в редакцию 3 июня 1997 г.

Рекомендована к печати Карсаковым Л.П.

L.G.Filimonova

Accessory Ca-amphiboles of the Far Eastern rhyolite, and their role in petrogenesis of S-type magma.

Inclusions of Ca-amphiboles and microaggregates of the dark-coloured minerals were discovered in the subvolcanic facies of biotite rhyolite, belonging to S-type orogenic magma. The chemical compositions and properties of these minerals testify that they could not crystallize from the acid melt. Edenites and edenite hornblendes could crystallize at 3, 4 - 5,1 kbar from subalkali magmas in the magma chambers, located within the lower crust at a depth of 12 -18 km. Pargasites and pargasite hornblendes could belong to hornblende peridotites.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ФЛЮИДА НА ПРОЦЕССЫ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И ДЕГИДРАТАЦИИ СЕРПЕНТИНИТОВ

В.В.Велинский, А.Л.Павлова

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

Моделирование процессов серпентинизации дунита и гарцбургита и дегидратации полученных по ним серпентинитов с участием флюида, представленного H_2O , CH_4 , CO_2 , CO , H_2 , выполнено на ЭВМ по программе "Селектор". Показано, что газовая смесь такого состава снижает температуру серпентинизации гипербазитов и начало оливинизации серпентинитов. Установлен характер изменения пород в РТ-координатах и делается вывод о метаморфогенной природе альпинотипных гипербазитов в условиях литосферы. Полученные данные хорошо коррелируются с результатами экспериментов и геолого-петрографическими наблюдениями.

Проблеме серпентинизации ультраосновных пород посвящены многочисленные статьи и ряд монографий как отечественных, так и зарубежных авторов [16,23,26]. В них обобщены результаты исследований геологического положения серпентинитов их минералогии и петрографии. Процесс серпентинизации достаточно полно и глубоко изучен экспериментально, что позволило установить область устойчивости серпентиновых минералов, которая охватывает широкий диапазон по температуре (85-500°C) и давлению (до 30 кбар). При избытке воды в системе серпентинизации по данным [24] происходит при более значительно низких температурах, вплоть до 30°C. Каталитическое воздействие на процесс, по мнению этих авторов, оказывает содержание бора и чем его больше, тем ниже температура образования серпентина. Состав образующихся серпентинов по данным [2,14,28] зависит также от рН растворов, т.к. lizardit кристаллизуется в слабо кислой или нейтральной среде, а хризолит и антигорит – в слабо щелочной.

При моделировании процессов серпентинизации в эксперименте всеми исследователями использовались реакции взаимодействия ультрабазитовой матрицы главным образом с водой, поскольку считается, что становление ультрабазитов происходит в условиях морских бассейнов.

Воздействие на реакции серпентинизации таких компонентов, как водород, двуокись углерода и метан, не учитывалось, хотя они составляют основную массу газовой составляющей пород [1,3] (табл. 1) и как будет показано ниже, играют важную роль в протекании процесса.

Эти данные использовались главным образом из-за технических трудностей реализации такого рода экспериментов. Восполнить этот пробел позволяет физико-химическое моделирование на ЭВМ, дающее возможность рассчитать термодинамику процесса серпентинизации с учетом продуктов реакций превра-

щения в системе С-Н-О (табл.2, рис.1). Эта система генерирует все главные компоненты газов, установленные в серпентинитах, и успешно может быть использована для решения поставленной задачи.

Ранее, рассматривая процесс серпентинизации ультрабазитов, образование воды и продуктов, сингенетичных с серпентином, связывалось нами с окислением восстановленного флюида существенно водородного или водородно-метанового состава [5]. Это положение однако не было подтверждено термодинамическими расчетами. Проведенный анализ в системе С-Н-О позволяет уточнить сделанные ранее выводы. Как следует из табл.2 и рис.1, генерация воды определяется вариациями температуры и давления во флюидной фазе, изначально содержащей CO и H_2 .

С другой стороны, приводимые результаты показывают, что с ростом давления взаимодействие между первичными компонентами флюида (H_2 и CO) сдвигается в сторону более высоких температур (см. рис.1). Инверсия состава летучих происходит при $p = 1$ атм в области 800°К, при $p = 300-500$ атм – 1100°К и при $p = 1000$ атм – около 1400°К. Это явление нашло свое подтверждение в экспериментальных работах [11,12] и для нас важно, т.к. указывает на то, что процесс серпентинизации, учитывая температурную область устойчивости серпентина, в принципе возможен лишь в близповерхностных условиях и будет происходить при участии либо метан-углекислого состава летучих (продукты акции $2CO+2H_2$), либо – воднометанового (продукты реакции $CO+3H_2$). Этим и объясняется, что газы включений в верпентин главным образом представлены CH_4 , CO_2 и H_2O . Появление же в них в заметных количествах водорода связано, по-видимому, с интенсивным притоком глубинного флюида, в котором резко преобладал водород [4,15,18,22], как это имеет место, например, на Кимперсайском месторождении [21].

Таблица 1. Состав газов в серпентинитах Чукотки и Камчатки по [1,3]

Номер по порядку	Компоненты в об. %				Общий объем, см ³ /кг
	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	CO ₂	
1	40,0	60,0	не обн.	сл.	1,6
2	сл.	91,9	сл.	8,1	0,74
3	сл.	100,0	сл.	сл.	0,74
4	сл.	98,9	1,1	сл.	1,78
5	не обн.	57,1	не обн.	42,9	0,28
6	не обн.	44,6	сл.	55,4	0,92
7	сл.	100,0	сл.	не обн.	1,42
8	сл.	100,0	не обн.	не обн.	0,34
9	не обн.	50,0	не обн.	50,0	0,04
10	12,3	87,7	не обн.	не обн.	0,57
11	100,0		не обн.	не обн.	0,31
12	58,7	16,3	не обн.	25,0	0,58
13	100,0		не обн.	не обн.	0,60
14	не обн.	98,9	не обн.	не обн.	1,80
15	6,0	94,0	не обн.	не обн.	2,11
Среднее	21,08	60,55	0,15	12,1	0,92

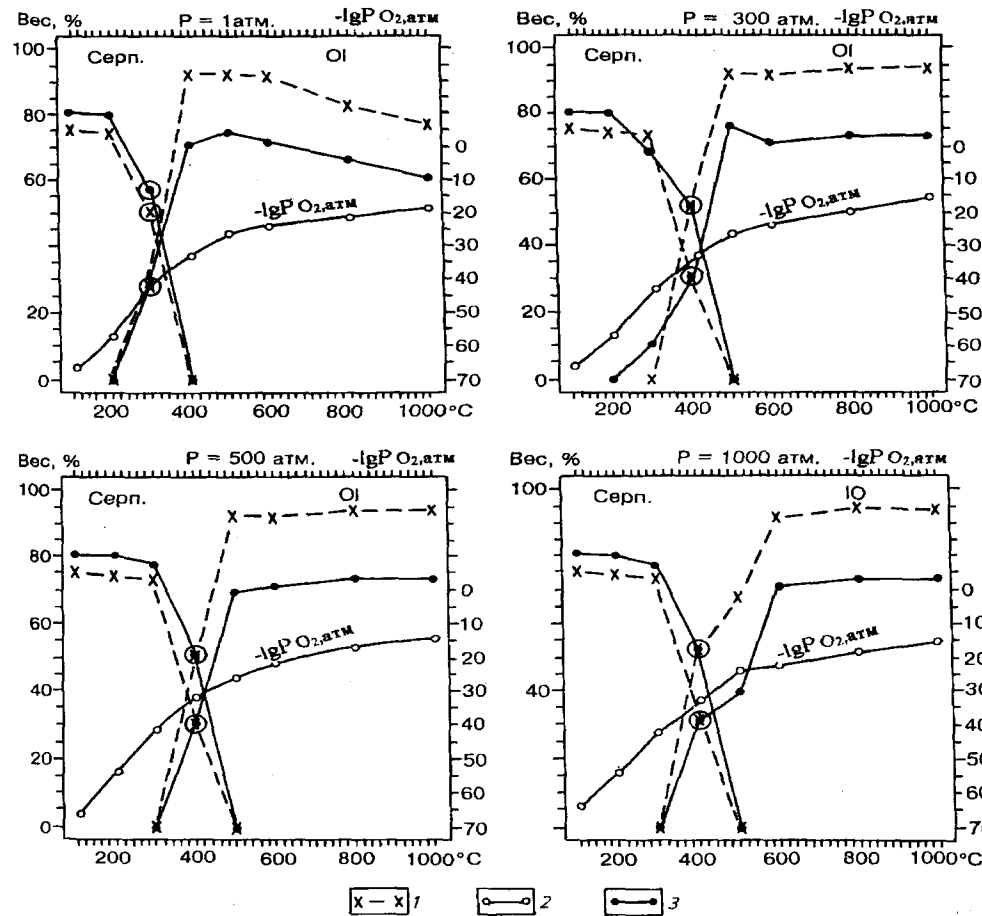


Рис. 1. Эволюция флюида в системе С-Н-О в РТ-координатах в соответствии с реакциями $CO+3H_2 = CH_4+H_2O(1)$ и $2CO+2H_2 = CH_4+CO_2(2)$.

1,2 - водород; 3 - окись углерода; 4 - метан и вода (реакция 1); 5 - метан, углекислый газ (реакция 2). Цифры (1) и (2) на кривых у индексов газов указывают на тип реакции, $-\lg P_{O_2} = 10^{-n}$ атм (п от 0 до 10^{-70} атм).

Таблица 2. Термодинамика реакций превращения в системе С-Н-О (об.%)

Т°К	CO+3H ₂ =CH ₄ +H ₂ O				2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂			
	CO	H ₂	CH ₄	H ₂ O	CO	H ₂	CH ₄	H ₂ O
P=1 атм								
400	0,00	0,00	50,00	50,00	0,00	0,00	50,00	50,00
600	0,01	0,00	50,00	50,00	0,00	0,00	50,00	50,00
800	10,10	30,30	29,80	29,80	16,74	16,74	33,26	33,26
1100	24,13	72,41	1,73	1,73	48,65	48,65	1,35	1,35
1300	24,86	74,58	0,28	0,28	49,84	49,84	0,16	0,16
1500	24,97	74,89	0,07	0,07	49,97	49,97	0,03	0,03
1800	24,99	74,97	0,02	0,02	50,00	50,00	0,00	0,00
P=300 атм								
400	0,13	0,42	49,79	49,65	0,18	0,15	49,89	49,78
600	1,34	4,05	47,35	47,25	2,50	2,50	47,50	47,50
800	5,34	16,14	39,28	39,24	12,18	12,18	37,82	37,82
1100	15,33	46,24	19,23	19,20	35,75	37,20	13,65	13,60
1300	20,25	61,20	9,28	9,27	44,79	45,16	5,03	5,02
1500	22,75	68,75	4,30	4,30	47,91	48,28	1,91	1,91
1800	22,67	74,25	1,54	1,54	49,22	49,60	0,59	0,59
P=500 атм								
400	0,08	0,26	49,86	49,79	0,13	0,13	49,93	49,81
600	0,98	2,92	48,09	48,01	1,92	1,92	48,08	47,98
800	4,11	12,40	41,78	41,71	9,58	9,58	40,45	40,39
1100	11,05	33,40	20,44	20,41	31,65	31,87	18,24	18,24
1300	18,34	55,40	13,14	13,12	42,21	42,56	7,62	7,61
1500	21,57	65,19	6,62	6,62	46,75	47,08	3,08	3,09
1800	23,64	71,45	2,46	2,45	49,02	49,02	0,98	0,98
P=1000 атм								
400	0,05	0,16	49,93	49,85	0,08	0,02	49,95	49,95
600	0,61	1,84	48,81	48,73	1,25	0,08	49,33	49,33
800	0,29	0,83	49,49	49,49	0,56	0,56	49,49	49,49
1100	3,21	9,71	43,50	43,58	7,81	7,81	42,24	42,24
1300	7,80	23,50	34,38	34,32	20,10	20,10	29,91	29,91
1500	13,30	40,10	23,30	23,30	33,31	33,57	16,57	16,57
1800	19,70	59,44	10,43	10,43	44,92	44,92	5,23	5,23
P=5000 атм								
400	0,02	0,00	50,03	49,95	0,00	0,00	50,00	50,00
600	0,14	0,43	49,76	49,67	0,39	0,45	49,64	49,52
800	0,81	2,43	48,42	48,34	2,26	2,34	47,75	47,65
1100	3,75	11,32	42,50	42,43	11,19	11,28	38,81	38,72
1500	5,80	17,40	38,40	38,40	17,15	17,15	32,80	32,80
1800	11,48	34,72	26,90	26,90	32,02	32,02	17,93	17,93
P=10000 атм								
400	0,04	0,09	49,99	49,88	0,00	0,00	50,00	50,00
600	0,07	0,17	49,92	49,84	0,19	0,15	49,84	49,82
800	0,38	1,18	49,25	49,19	1,19	1,19	48,81	48,81
1100	20,6	6,19	45,91	45,84	6,70	6,70	43,30	43,30
1500	3,29	9,95	43,38	43,38	-	-	-	-
1800	7,43	22,41	35,08	35,08	22,82	22,82	27,08	27,08

Учитывая фактические данные по составу газов в серпентинитах и реально отмечаемые в породах минеральные фазы, нами было проведено комплексное физико-химическое моделирование процессов взаимодействия гипербазит (дунит, гарцбургит)-флюид с формированием термодинамически равновесных систем. Расчеты выполнялись на ЭВМ методом минимизации свободной энергии Гиббса с помощью программного комплекса "Селектор" [13] в широком интервале температур (25-1000°С) и давлений (1-10000 атм) при участии в процессе серпентинизации продуктов реакций в системе С-Н-О (см.табл.2, рис.1), являющихся главными и наиболее высокотемпературными компонентами глубинного флюида [4,15,22].

Широкий диапазон температур был взят с целью выявления роли летучих компонентов в процессах метаморфизма, т.к. установлено, что серпентиниты при термальном воздействии на них легко поддаются дегидратации с образованием вторичных разновидностей ультраосновных пород. Это подтверждается как прямыми геологическими наблюдениями так и экспериментальными данными [6,8,9,17,19]. Интервал по давлению от 1 атм до 1000 атм охватывает условия от поверхности до 3-10 км глубин океанического дна.

Исходные данные моделей задавались с учетом содержания петрогенных элементов в дунитах и гарцбургитах (табл.3), выраженных в молях на 1 кг породы. Соотношения компонентов во флюидной фазе,

также рассчитанные в моль/кг, задавались с учетом максимального содержания воды в гидратированных минералах серпентинитов, составляющего по стехиометрии 13 вес.%, и содержаний в газовой фазе пород CO, H₂, CH₄ и CO₂ [1,3].

Всего при заданных РТ-параметрах было рассчитано около 100 вариантов, отражающих направленность серпентинизации дунитов и гарцбургитов и дегидратации серпентинита. Из них одна половина – для случая, когда состав летучих определялся реакцией CO+3H₂ = CH₄+H₂O (1), а другая – реакцией 2CO+2H₂ = CH₄+CO₂ (2). Результаты моделирования исследуемых процессов отражены в таблице 4 и на рис.2 и 3. Данные по содержанию минералов приводятся без учета газовой фазы с приведением суммы к 100%.

Количественный состав флюида в расчетах взят в размере 260 г на 1 кг породы (для реакции (1) – 130г H₂O + 130г CH₄, для реакции (2) – 195г CO₂ + 65г CH₄). Поскольку серпентинизация осуществляется на

Таблица 3. Химический состав гарцбургита (I) и дунита (II)

Порода	I	II	Порода	I	II
SiO ₂	44.08	40.80	CaO	0.92	0.68
TiO ₂	0.05	0.06	Na ₂ O	0.14	0.13
Al ₂ O ₃	1.42	0.91	K ₂ O	0.09	0.08
Fe ₂ O ₃	3.16	3.13	P ₂ O ₅	0.06	0.06
FeO	5.84	6.34	NiO	0.20	0.20
MnO	0.17	0.17	Cr ₂ O ₃	0.42	0.55
MgO	43.35	46.89			

Примечание. Составы пород из гипербазитовых массивов Северо-Востока из работы В.В.Велинского (1979), пересчитаны на "сухой остаток".

разных уровнях и по мере поступления флюида, было проведено моделирование процесса для условий p = 5-10 тыс.атм, температуре 200-250°C и количестве газовой фазы 50г/кг (25г H₂O и 25г CH₄) и 125г/кг (75г H₂O и 50 г CH₄). При этих исходных данных серпен-

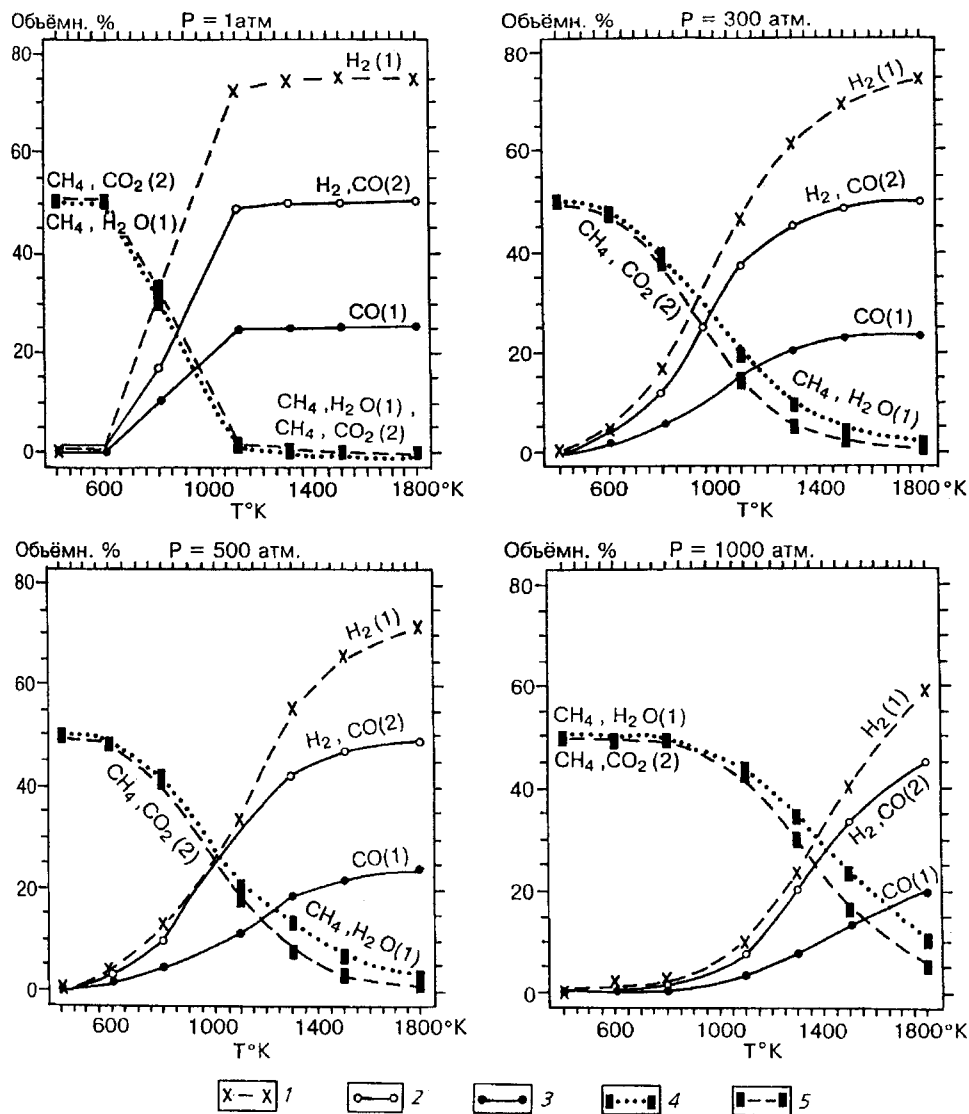


Рис.2. Направленность процесса серпентинизации гипербазитов (серп) и дегидратации серпентинитов (01) в РТ-координатах с флюидом по реакции (1) (см.рис.1).

1 – аподунитовый серпентинит; 2 – парциальное давление кислорода; 3 – апогарцбургитовый серпентинит. Кружки на кривых отмечают температуры дегидратации, при которых начинает появляться эливин (см.табл.1).

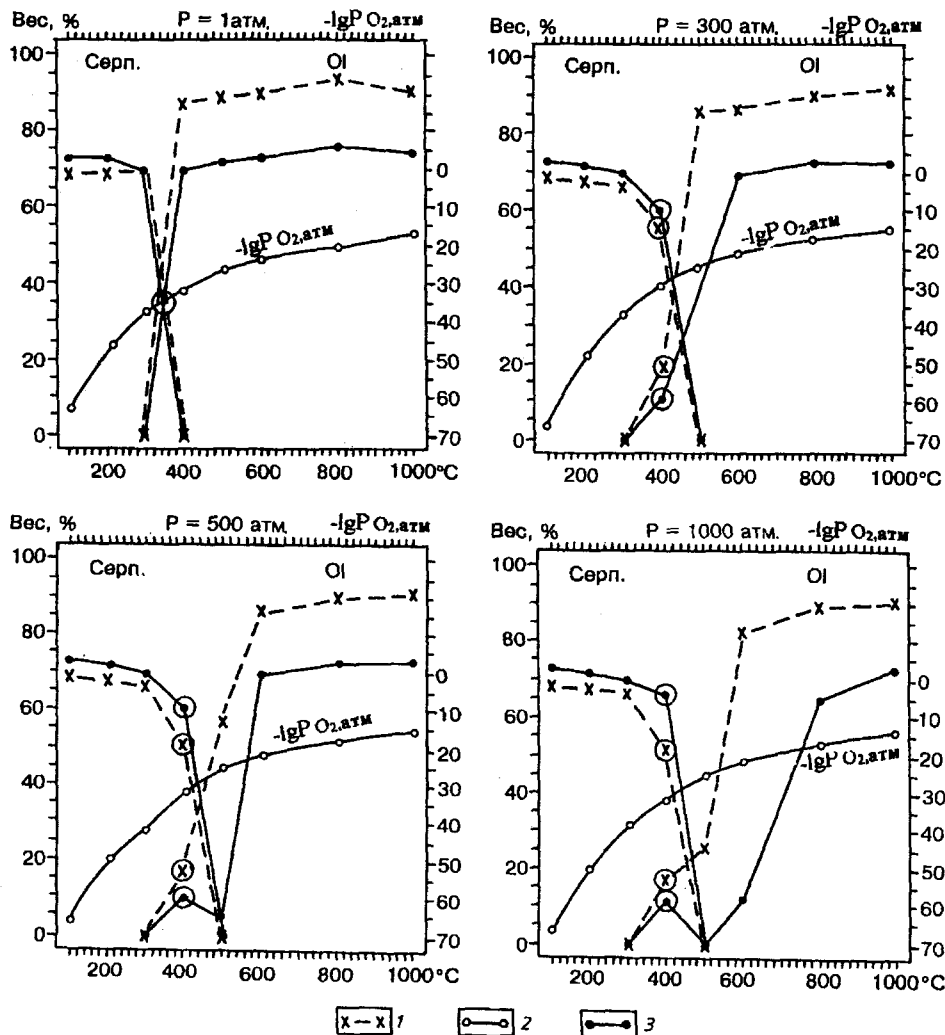


Рис.3. Направленность процесса серпентинизации гипербазитов (серп) и дегидратации серпентинитов (Ol) в PT-координатах с флюидом по реакции 2 (см.рис.1). Условные обозначения см. на рис.2.

тинизация пород достигает 70-80%, но совместно с серпентином в гарцбургитах образуется амфибол (по пироксенам) (табл.5). В целом же тенденция протекания процесса сохраняется той же, что и для давлений по 1 кбар.

Анализ этих материалов позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Полная серпентинизация ультраосновной матрицы при $p = 1-1000$ атм происходит уже при 25°C и в дальнейшем вплоть до 200°C состав серпентинитов не претерпевает заметных изменений. При непрерывном подтоке флюида полная серпентинизация гипербазита произойдет также в интервале 100-200°C и для условий в земной коре при давлениях 5 и 10 тыс.атм.

Процесс серпентинизации в низкотемпературной области всегда сопровождается выделением брусита, количество которого регулируется как температурой (не выше 400°C), так и давлением. При этом более интенсивно он образуется при высоком парциальном давлении CO_2 (реакция 2). Близко к этим условиям относится и область кристаллизации пектолита и периклаза. Последний в заметных количествах и несколько предпочтительнее выделяется при серпенти-

низации дунита с газовой фазой, состав которой также определяется реакцией.

2. При $T=300^\circ C$ и $p=1$ атм совместно с серпентином начинает кристаллизоваться оливин, содержание которого составляет более 25 вес.%. Оливинизация серпентинита при этом происходит только с водно-метановым флюидом (реакция 1). С повышением давления (от 300 до 1000 атм включительно) образование оливина смещается в область 400°C как для флюида с водой, так и углекислого газа. Необычным является очень низкая температура образования оливина при 300°C, температура же 400°C подтверждается экспериментами по изучению термального воздействия на вещество хондритов [19,27]. Важно подчеркнуть, что состав оливина при этом меняется от собственно форстеритов до хризолитов. Анализ материалов проведенного моделирования показывает, что наиболее магнезиальные разновидности кристаллизуются при 400-500°C, а далее при повышенных давлениях (300-1000 атм) происходит в большинстве случаев повышение железистости минерала. При атмосферном давлении образование низкожелезистых оливинов происходит и при высокотемпературном отжиге серпентинитов.

Таблица 4. Термодинамика реакций серпентинизации гипербазитов и дегидратации серпентинитов с участием флюида системы С-Н-О ($\text{CO}+3\text{H}_2=\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O}$ и $2\text{CO}+2\text{H}_2=\text{CH}_4+\text{CO}_2$)

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Дунит $\text{CO}+3\text{H}_2=\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O}$ P=1 атм					Дунит $\text{CO}+3\text{H}_2=\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O}$ P=300 атм										
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	75,1	74,1	50,4	-	-	-	-	76,8	75,0	74,4	73,2	30,5	-	-	-	-
Оливин	-	-	27,5	92,3	92,3	91,3	82,1	1,26	-	-	-	52,2	92,0	91,4	93,9	93,9
Фол.	-	-	0	13,7	13,4	13,4	5,36	-	-	-	-	0,02	13,7	13,5	13,4	13,4
Брусит	-	-	-	-	-	-	-	-	4,65	0,01	-	-	-	-	-	-
Мон.пироксен	-	-	-	-	1,17	1,22	1,69	2,34	-	-	-	-	-	-	1,65	1,74
Ромб.пирок.	-	-	-	-	0,65	0,59	7,82	11,2	-	-	-	-	-	2,29	0,13	0,18
Хромшпинель	1,63	1,5	0,95	0,95	0,94	0,94	0,91	0,84	1,63	1,50	0,95	0,95	0,95	0,95	0,92	0,90
Плагиоклаз	-	-	-	0,61	2,02	2,06	2,08	2,21	-	-	-	-	0,67	-	2,06	2,02
Амфибол	-	-	4,76	1,00	0,85	0,85	0,86	-	-	-	-	0,80	3,57	4,82	0,89	0,86
Хлорит	-	-	1,69	0,86	-	-	-	-	-	-	1,67	2,09	1,73	-	-	-
Периклаз	13,0	13,1	5,59	-	-	-	-	-	10,9	13,0	13,1	-	-	-	-	-
Магнетит	5,32	5,83	11,3	-	-	-	-	-	5,49	5,66	5,52	0,97	-	-	-	-
α-Fe	2,83	2,57	-	-	-	-	3,20	4,77	-	2,66	2,73	-	-	-	-	-
Графит	-	-	сл.	сл.	1,12	2,08	сл.	-	-	-	-	-	-	-	сл.	сл.
Газ, общ.	10,6	10,5	12,9	20,9	20,0	19,0	22,0	22,5	10,5	10,6	10,5	15,9	20,9	21,0	21,1	21,1
CH ₄	97,5	98,2	80,1	44,5	35,8	22,4	4,08	0,13	98,9	98,2	98,1	65,2	48,1	46,7	42,4	33,9
H ₂	1,66	1,77	1,78	2,14	5,63	10,9	15,5	16,3	0,30	1,73	1,65	0,95	0,43	0,91	2,65	5,84
H ₂ O	0,85	0,03	18,1	40,2	37,2	28,5	4,37	3,09	0,85	0,04	0,28	33,9	47,6	46,0	39,7	30,4
CO	-	-	0,34	3,23	3,23	17,7	72,4	79,0	-	-	-	-	-	0,32	4,44	19,9
CO ₂	2	2	0,04	12,8	18,2	20,6	3,68	1,51	-	-	-	сл.	3,78	6,06	10,8	10,1
PO ₂ (10 ¹⁰)	-64	-54	-39	-32	-28	-25	-21	-18	-64	-54	-43	-32	-26	-23	-18	-15

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Дунит $\text{CO}+3\text{H}_2=\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O}$ P=500 атм					Дунит $\text{CO}+3\text{H}_2=\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O}$ P=1000 атм										
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	75,0	74,3	73,2	30,4	-	-	-	-	75,0	74,5	73,2	30,4	-	-	-	-
Оливин	-	-	52,2	92,0	92,0	91,4	94,0	94,0	-	-	-	52,3	67,3	91,4	94,0	93,9
Фол.	-	-	0,04	13,7	13,7	13,5	13,5	13,0	-	-	-	0,09	10,4	13,5	13,5	13,5
Брусит	4,65	2,79	-	-	-	-	-	-	4,65	4,65	-	-	-	-	-	-
Мон.пироксен	-	-	-	-	-	-	1,64	1,74	-	-	-	-	0,28	-	1,47	1,75
Ромб.пирок.	-	-	-	-	-	2,29	0,10	0,18	-	-	-	-	-	2,29	0,08	0,18
Хромшпинель	1,62	1,50	0,95	0,95	0,95	0,95	0,90	0,90	1,62	1,51	0,95	0,95	0,95	0,95	0,91	0,89
Плагиоклаз	-	-	-	0,67	2,06	2,06	2,00	2,00	-	-	-	-	-	-	2,05	1,99
Амфибол	-	-	-	3,55	4,82	4,82	0,91	0,86	-	-	-	0,80	0,89	4,82	0,98	0,87
Хлорит	-	-	1,64	2,09	1,74	-	-	-	-	-	1,64	2,09	24,8	-	-	-
Периклаз	10,9	11,7	13,1	-	-	-	-	-	10,9	10,8	13,1	-	-	-	-	-
Магнетит	2,47	5,51	11,7	-	-	-	-	-	0,33	5,47	11,6	-	-	-	-	-
α-Fe	5,49	4,25	2,73	-	-	-	-	-	5,49	5,32	2,76	-	-	-	-	-
Графит	-	-	-	-	-	-	сл.	сл.	-	-	-	-	сл.	-	-	сл.
Газ, общ.	10,5	10,5	10,6	15,9	20,9	21,0	21,1	21,1	10,5	10,4	10,6	15,9	19,2	21,0	21,1	21,1
CH ₄	98,8	99,1	98,0	65,2	48,4	47,2	43,8	37,1	98,9	99,6	98,0	65,1	56,0	47,7	45,3	40,6
H ₂	0,30	0,92	1,65	0,95	0,30	0,68	2,06	4,62	0,30	0,37	1,63	0,95	0,18	0,43	1,42	3,26
H ₂ O	0,85	0,02	0,31	33,9	48,2	47,0	41,9	34,1	0,85	0,01	0,41	34,0	41,8	48,0	44,3	38,3
CO	-	-	-	0,04	0,04	0,22	3,03	14,3	-	-	-	-	0,02	0,13	1,68	8,70
CO ₂	-	-	-	3,12	3,12	4,93	9,24	9,94	-	-	-	-	1,84	3,68	7,34	9,10
PO ₂ (10 ¹⁰)	-64	-54	-43	-32	-26	-22	-18	-15	-64	-54	-43	-33	-25	-22	-18	-15

Таблица 4. (продолжение)

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Гарцбургит СО+3Н ₂ =СН ₄ +Н ₂ O P=1 атм						Гарцбургит СО+3Н ₂ =СН ₄ +Н ₂ O P=300 атм									
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	80,7	79,4	56,9	-	-	-	-	-	80,6	79,9	68,0	52,2	-	-	-	-
Оливин	-	-	29,0	70,3	74,5	71,4	65,8	60,4	-	-	10,5	29,4	75,8	70,9	73,3	73,2
Фол.	-	-	0	13,2	12,3	12,1	6,25	1,93	-	-	0	0	15,6	12,7	11,8	11,4
Брусит	-	-	-	-	-	-	-	-	2,73	-	-	-	-	-	-	-
Мон.пироксен	-	-	-	-	0,95	0,99	1,44	2,05	-	-	-	1,08	-	-	1,40	1,49
Ромб.пирок.	-	-	-	18,4	19,7	19,5	24,4	27,9	-	-	-	-	-	19,0	19,6	19,7
Хромшпинель	2,18	2,10	0,95	0,95	0,94	0,94	0,95	0,86	2,18	2,08	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,90
Плагиоклаз	-	-	0,76	-	3,39	3,43	3,50	3,67	-	-	-	-	1,00	-	3,48	2,11
Амфибол	-	-	-	6,35	-	-	-	-	-	-	-	0,77	6,30	8,62	0,89	0,85
Хлорит	-	-	-	2,73	-	-	-	-	-	-	3,26	3,70	-	-	-	-
Периклаз	7,91	8,07	0,20	-	-	-	-	-	6,73	7,90	4,40	-	-	-	-	-
Магнетит	3,47	4,28	11,1	-	-	-	-	-	0,58	3,82	9,60	10,4	-	-	-	-
α-Fe	3,41	3,01	-	-	-	-	2,06	3,68	4,86	3,24	0,35	-	-	-	-	-
Графит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Газ, общ.	10,5	10,5	16,5	21,0	20,4	19,6	22,1	22,6	10,4	10,4	10,5	12,9	20,6	21,3	21,5	21,5
СН ₄	98,8	98,9	81,9	43,3	34,3	21,3	3,73	0,10	99,0	99,0	97,7	79,8	47,9	45,2	40,8	32,3
Н ₂	0,88	1,09	1,38	2,09	5,47	10,5	15,4	16,1	0,12	0,95	1,98	1,24	0,38	0,85	2,56	5,72
Н ₂ O	0,32	-	16,7	40,5	37,6	28,5	4,72	3,84	0,75	0,02	0,33	18,9	46,3	46,2	40,2	31,1
CO	-	-	-	0,35	3,30	18,0	72,2	78,1	-	-	-	-	0,07	0,37	4,60	20,2
CO ₂	-	-	0,10	13,8	19,4	21,7	4,00	1,90	-	-	-	-	5,35	7,42	11,8	10,7
PO ₂ (10 ⁻ⁿ)	-64	-54	-39	-32	-28	-25	-21	-18	-64	-54	-39	-32	-28	-25	-21	-18

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Гарцбургит СО+3Н ₂ =СН ₄ +Н ₂ O P=500 атм						Гарцбургит СО+3Н ₂ =СН ₄ +Н ₂ O P=1000 атм									
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	80,6	79,9	77,3	51,9	-	-	-	-	80,6	79,9	77,3	51,1	-	-	-	-
Оливин	-	-	-	29,8	69,3	70,9	73,3	73,2	-	-	-	30,8	39,3	70,9	73,3	73,2
Фол.	-	-	-	0,35	9,45	9,00	8,65	8,37	-	-	-	2,20	28,2	12,7	11,8	11,5
Брусит	2,72	0,09	-	-	-	-	-	-	2,87	1,95	-	-	-	-	-	-
Мон.пироксен	-	-	-	1,08	-	-	1,40	1,49	-	-	-	1,08	-	-	1,38	1,50
Ромб.пирок.	-	-	-	-	15,8	18,8	19,6	19,7	-	-	-	-	-	18,6	19,5	19,7
Хромшпинель	2,18	2,06	0,95	0,95	0,95	0,94	0,92	0,90	2,18	2,07	0,95	1,00	0,96	0,95	0,92	0,90
Плагиоклаз	-	-	-	-	1,04	-	3,48	3,42	-	-	-	-	0,15	-	2,20	2,13
Амфибол	-	-	-	0,77	6,31	8,74	0,93	0,87	-	-	-	0,77	3,34	8,94	0,98	0,88
Хлорит	-	-	-	1,19	13,6	12,7	11,8	11,5	-	-	-	-	54,4	-	-	-
Периклаз	6,64	7,86	8,12	-	-	-	-	-	6,58	7,00	3,26	3,70	-	-	-	-
Магнетит	0,36	3,72	3,81	9,95	-	-	-	-	0,20	1,60	3,78	-	-	-	-	-
α-Fe	4,97	3,29	3,25	-	-	-	-	-	5,05	4,35	3,26	-	-	-	-	-
Графит	-	-	-	-	-	-	-	сл.	-	-	-	-	0,35	-	сл.	сл.
Газ, общ.	10,4	10,4	10,4	12,9	20,8	21,3	21,5	21,5	10,4	10,3	10,3	13,1	21,3	21,3	21,5	21,5
СН ₄	99,1	99,1	99,0	79,5	47,4	45,7	42,1	35,5	99,1	99,6	98,9	78,6	64,6	46,1	43,5	38,9
Н ₂	0,07	0,92	0,85	1,22	0,63	0,63	1,98	4,50	0,03	0,37	0,84	1,15	0,19	0,39	1,35	3,17
Н ₂ O	0,85	0,03	0,16	19,3	47,2	47,1	42,4	34,8	0,85	0,01	0,21	20,2	33,8	48,1	44,7	38,9
CO	-	-	-	-	0,03	0,26	3,22	14,6	-	-	-	-	0,02	0,16	1,84	9,04
CO ₂	-	-	-	-	4,70	6,37	10,3	10,6	-	-	-	-	1,26	5,14	8,50	9,89
PO ₂ (10 ⁻ⁿ)	-64	-54	-39	-32	-28	-25	-21	-15	-64	-54	-39	-32	-28	-25	-21	-18

Таблица 4. (продолжение)

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Дунит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=1 атм						Дунит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=300 атм									
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	68,0	68,1	70,8	-	-	-	87,3	88,8	89,6	93,7	90,4	68,0	67,3	66,2	55,6	91,4
Оливин	-	-	-	87,3	88,8	89,6	93,7	90,4	-	-	-	18,9	85,4	86,6	89,8	91,4
Фол.	-	-	-	13,6	13,4	13,4	13,4	10,8	-	-	-	0	13,5	13,5	13,5	13,4
Брусит	9,05	2,16	-	-	1,12	1,21	1,65	2,24	-	2,47	2,74	2,68	-	-	1,57	1,69
Мон.пироксен	-	-	-	-	0,62	0,56	0,11	2,46	-	-	-	-	2,72	2,14	0,73	0,14
Ромб.пирок.	-	-	-	0,95	0,94	0,92	0,88	0,88	-	1,63	1,52	0,95	0,95	0,95	0,92	0,90
Хромшпатель	1,63	1,63	0,95	-	1,91	2,02	1,92	2,29	-	-	-	-	-	-	-	-
Плагиоклаз	-	-	-	4,50	1,06	0,82	0,86	-	-	-	-	-	-	1,39	4,56	0,84
Амфибол	-	-	-	0,81	-	-	-	-	-	-	-	1,48	2,09	-	-	-
Хлорит	9,05	9,27	11,6	-	-	-	-	-	-	9,05	8,91	9,02	-	-	-	-
Периклаз	9,95	9,96	10,6	-	-	-	-	-	-	9,95	9,94	9,94	-	-	-	-
Магнетит	-	-	-	-	-	-	-	1,09	-	-	-	-	-	-	-	-
α-Fe	7,39	7,40	7,37	4,56	4,29	3,57	0,21	-	-	7,40	7,40	7,42	4,82	4,38	3,65	2,21
Графит	1,03	1,12	1,79	16,2	16,6	17,3	20,7	21,3	-	1,03	0,93	0,92	12,5	15,8	17,3	18,7
Газ, общ.	91,3	83,5	51,3	10,9	8,55	5,09	0,94	0,02	-	91,3	99,5	98,6	11,6	12,5	12,2	10,2
CH ₄	0,01	0,12	0,59	0,87	2,17	3,86	5,66	5,71	-	8,68	0,48	1,34	0,13	0,30	0,97	2,09
H ₂ O	8,72	16,3	40,1	38,4	31,2	21,0	3,24	3,55	-	-	-	-	44,3	39,3	31,3	20,3
CO	-	-	0,01	0,55	4,37	20,5	81,7	85,4	-	-	-	-	0,20	0,97	8,99	34,5
CO ₂	-	0,12	7,93	49,3	53,7	49,6	8,44	5,36	-	-	-	-	43,7	46,9	46,8	32,8
pO ₂ (10 ⁻ⁿ)	-64	-47	-38	-31	-27	-24	-21	-17	-	-66	-49	-39	-25	-22	-17	-15

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Дунит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=500 атм						Дунит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=1000 атм									
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	68,0	67,3	66,2	51,0	-	-	89,6	91,0	-	68,0	67,3	66,2	51,1	-	-	90,4
Оливин	-	-	-	16,6	56,5	86,3	13,4	13,4	-	-	-	-	16,4	25,5	82,3	89,2
Фол.	-	-	-	0	7,5	13,5	13,4	13,4	-	-	-	0	0	14,3	13,5	13,4
Брусит	2,47	2,74	-	9,90	-	-	1,56	1,69	-	2,47	2,74	2,71	-	0,28	-	1,68
Мон.пироксен	-	-	-	-	-	2,14	0,06	0,15	-	-	-	-	-	-	0,01	0,13
Ромб.пирок.	-	-	-	-	0,95	0,95	0,92	0,90	-	1,63	1,52	0,95	0,95	0,95	0,92	0,89
Хромшпатель	1,63	1,52	0,95	0,95	0,95	0,95	0,89	0,83	-	-	-	-	-	-	1,95	1,91
Плагиоклаз	-	-	-	0,69	1,32	4,54	-	-	-	-	-	-	0,69	0,73	4,48	0,84
Амфибол	-	-	-	1,78	28,5	-	-	-	-	-	-	-	1,48	1,79	53,0	5,53
Хлорит	9,05	8,91	1,48	9,95	5,45	-	-	-	-	9,05	8,91	9,01	9,95	-	-	-
Периклаз	9,95	9,94	9,90	9,95	-	-	-	-	-	9,95	9,94	9,94	10,5	-	-	-
Магнетит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
α-Fe	7,40	7,40	7,42	7,61	6,00	4,67	3,74	2,60	-	7,40	7,40	7,42	7,61	7,14	5,34	4,22
Графит	1,03	0,93	0,92	0,96	11,3	16,2	17,1	18,3	-	1,03	0,93	0,91	0,93	6,52	14,9	16,7
Газ, общ.	91,3	99,6	99,1	67,8	10,2	11,7	12,3	11,2	-	91,3	99,6	99,5	70,3	8,09	9,98	17,8
CH ₄	-	-	0,03	0,10	0,09	0,22	0,74	1,64	-	-	0,02	0,07	0,06	0,14	0,50	1,15
H ₂ O	8,68	0,40	0,84	31,3	49,8	43,0	33,8	23,5	-	8,68	0,37	0,49	29,4	60,1	49,7	38,0
CO	-	-	-	0,78	39,7	44,4	46,4	27,0	-	-	-	-	0,08	0,42	4,23	18,4
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	36,6	-	-	-	-	31,7	39,7	45,3	40,3
pO ₂ (10 ⁻ⁿ)	-66	-50	-39	-31	-25	-22	-17	-14	-	-66	-50	-39	-31	-25	-21	-14

Таблица 4. (окончание)

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Гарцбургит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=1 атм						Гарцбургит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=300 атм									
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	72,3	72,4	69,4	-	-	-	75,7	74,2	72,3	71,7	69,3	59,8	-	-	-	-
Оливин	-	-	-	69,1	71,7	72,4	75,7	74,2	-	-	-	10,5	40,7	69,5	72,5	73,7
Фол.	-	-	-	15,6	14,6	14,4	14,0	12,4	-	-	-	0	29,5	15,0	14,1	13,7
Брусит	5,26	5,47	-	-	-	-	-	-	0,40	0,67	0,68	4,74	-	-	-	-
Мон.пироксен	-	-	-	-	0,89	0,97	1,41	1,95	-	-	-	-	-	-	1,32	1,43
Ромб.пирок.	-	-	-	14,6	16,8	16,9	17,3	18,3	-	-	-	-	-	15,8	16,5	17,0
Хромшпинель	2,16	2,16	0,95	0,93	0,94	0,92	0,91	0,87	2,16	2,06	0,94	0,94	0,94	0,92	0,91	0,89
Плагиоклаз	-	-	-	3,20	3,32	3,43	3,43	3,62	-	-	-	-	-	3,28	3,29	3,29
Амфибол	-	-	-	5,92	1,02	0,82	0,84	-	-	-	-	0,67	2,70	8,07	0,85	0,83
Хлорит	-	-	2,93	2,81	-	-	-	-	-	-	2,96	3,22	47,4	-	-	-
Периклаз	5,26	5,47	5,81	-	-	-	-	-	5,27	5,14	5,33	-	-	-	-	-
Магнетит	10,8	10,8	10,8	-	-	-	-	-	10,8	10,8	10,8	10,8	11,8	-	-	-
α-Fe	-	-	-	-	-	-	сл.	0,49	-	-	-	-	-	-	-	-
Графит	7,36	7,36	7,41	4,54	4,19	3,45	сл.	сл.	7,36	7,37	7,40	7,51	6,17	4,32	3,56	2,11
Газ, общ.	0,98	1,07	1,05	16,0	16,8	17,5	21,0	21,2	0,98	0,90	0,87	1,04	9,14	16,5	17,5	18,9
CH ₄	91,0	83,2	78,1	10,4	8,20	4,88	0,94	0,02	91,1	99,5	98,6	65,5	9,15	12,0	11,7	9,85
H ₂	0,01	0,12	0,76	0,85	2,11	3,75	5,51	5,62	-	0,01	0,05	0,14	0,11	0,29	0,94	2,04
H ₂ O	8,89	16,4	19,9	37,9	30,8	20,7	3,06	3,80	8,94	0,47	1,33	32,3	41,6	38,9	30,7	20,1
CO	-	-	0,01	0,55	4,37	20,5	82,3	84,8	-	-	-	0,01	0,21	0,98	9,02	34,7
CO ₂	-	-	1,28	50,3	54,5	50,2	8,26	5,78	-	-	-	1,98	49,0	47,9	47,6	33,3
PO ₂ (10 ⁻ⁿ)	-64	-47	-38	-31	-27	-24	-21	-17	-66	-49	-36	-30	-25	-22	-17	-15

Минеральные фазы, вес. %	Т°С															
	Гарцбургит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=500 атм						Гарцбургит 2CO+2H ₂ =CH ₄ +CO ₂ P=1000 атм									
	25-100	200	300	400	500	600	800	1000	25-100	200	300	400	500	600	800	1000
Серпентин	72,3	71,7	69,3	59,9	-	-	-	-	72,3	71,7	69,3	65,2	-	-	-	-
Оливин	-	-	-	10,3	4,87	69,3	72,3	73,3	-	-	-	11,1	-	11,8	64,2	72,8
Фол.	-	-	-	0	8,6	15,0	14,1	13,7	-	-	-	0	-	20,9	14,1	13,7
Брусит	0,40	0,68	0,70	4,79	-	-	-	-	0,40	0,68	0,71	5,25	-	-	-	-
Мон.пироксен	-	-	-	-	-	-	1,31	1,42	-	-	-	-	0,95	-	1,14	1,43
Ромб.пирок.	-	-	-	-	-	-	16,5	16,9	-	-	-	-	-	-	14,6	16,8
Хромшпинель	2,16	2,06	0,94	0,94	0,94	0,93	0,91	0,89	2,16	2,06	0,94	0,94	0,94	1,47	0,90	0,89
Плагиоклаз	-	-	-	0,67	2,62	8,20	3,27	3,28	-	-	-	-	-	2,90	3,24	3,24
Амфибол	-	-	-	3,22	74,3	-	0,87	0,82	-	-	2,92	3,50	79,5	66,8	-	-
Хлорит	5,29	5,13	5,33	-	-	-	-	-	5,26	5,12	5,32	-	-	-	-	-
Периклаз	10,8	10,8	10,8	10,8	8,26	-	-	-	10,8	10,8	10,8	11,8	8,77	6,85	-	-
Магнетит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
α-Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Графит	7,36	7,37	7,40	7,52	7,35	4,61	3,78	2,51	7,36	7,37	7,40	7,52	7,58	7,10	4,14	3,07
Газ, общ.	0,98	0,89	0,85	1,00	3,69	16,2	17,3	18,5	0,98	0,89	0,85	0,97	2,71	5,10	16,9	17,9
CH ₄	91,1	99,6	99,1	67,8	5,62	11,2	11,8	10,8	91,1	99,6	99,5	70,3	2,54	6,70	11,5	11,4
H ₂	-	-	0,03	0,10	0,07	0,22	0,72	1,60	-	0,02	0,02	0,07	0,03	0,11	0,49	1,12
H ₂ O	8,94	0,40	0,85	31,3	42,2	42,5	33,4	23,3	8,94	0,37	0,48	29,4	43,8	44,8	37,5	28,0
CO	-	-	-	0,16	0,72	6,79	27,1	27,1	-	-	-	0,24	0,10	0,45	4,26	18,5
CO ₂	-	-	0,78	51,9	45,4	47,3	37,2	37,2	-	-	-	53,5	48,0	46,2	41,0	41,0
PO ₂ (10 ⁻ⁿ)	-66	-50	-39	-31	-25	-22	-17	-14	-66	-50	-39	-31	-24	-21	-17	-14

Таблица 5. Термодинамический расчет реакции серпентинизации гарцбургита с участием флюида в системе С-Н-О ($\text{CO} + 3\text{H}_2 = \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{H}_2\text{O} = 75\text{г}$, $\text{CH}_4 = 50\text{г}$, $p = 10000$ атм, $T = 200^\circ\text{C}$)

№ п/п	Название фазы	Масса (г)	Содержание (вес%)
1	Серпентин	806,30	72,03
2	Оливин	114,03	10,18
3	Амфибол	50,91	4,54
4	Клинопироксен	11,91	1,06
5	Хромшпинель	12,01	1,07
6	Пектолит	13,30	1,19
7	Магнетит	53,81	4,81
8	Ильменит	1,52	0,14
9	Фосфат	1,55	0,14
10	Самородное железо	35,28	3,15
11	Графит	18,74	1,67

Известно, что состав оливинов в гипербазитовых массивах во всех регионах Мира очень постоянен и по железистости в основном относится к форстеритам с содержанием фаялитовой молекулы в интервале 7-9% [7]. Этим условием, судя по данным табл. 4, наиболее полно отвечает обстановка дегидратации апогарцбургитовых серпентинитов при $p = 500$ атм и водно-метановом составе флюида. Отклонения в составе минерала в сторону собственно форстеритов или хризолитов регулируется как РТ-параметрами процесса, так и соотношением в системе метана, воды и углекислого газа (см. табл. 4).

3. В процессе термального воздействия на серпентиниты при $T = 300^\circ\text{C}$ и выше кристаллизуются хлориты и амфиболы, при этом наиболее интенсивно образование хлоритов (с содержанием хлорита до 80%) протекает при метаморфизме апогарцбургитовых серпентинитов в узком интервале температур ($400-500^\circ\text{C}$) и высоком содержании во флюиде CO_2 (см. рис. 3, резкий излом на кривой оливина при $p = 500$ и 1000 атм). Этот же температурный режим определяет и образование, но только в апогарцбургитовых серпентинитах, талька при давлении около 300 атм и в режиме водно-метанового состава газов (реакция 1). При других РТ-параметрах и составе летучих компонентов термодинамика процесса образования этого важного с точки зрения промышленного использования компонента серпентинитовых массивов затруднена.

4. Полная дегидратация серпентинита осуществляется при 500°C и выше при всех значениях заданных давлений, сопровождается наряду с образованием оливина кристаллизацией ромбического и моноклинного пироксенов и плагиоклаза. В результате образуются парагенезисы минералов, соответствующие по составу либо гарцбургитам, либо пироксеносодержащим дуни-

там (по аподунитовым серпентинитам). Здесь важно подчеркнуть, что даже в замкнутой системе, которой является рассматриваемая модель, перераспределение компонентов при дегидратации серпентинита создает условия для выделения не только фазы пироксенов, но и плагиоклаза, и формированию в конечном счете плагиоклазосодержащих разновидностей пород. Последние образуются в отдельных случаях даже при $T = 300^\circ\text{C}$ (альбит, $p = 1$ атм), но обычно при более высоких температурах (чаще всего при $T = 800-1000^\circ\text{C}$). При этом полевошпатизация мало или совсем не зависит от давления (в пределах $1 - 1000$ атм).

5. Наконец, проведенное моделирование рассматриваемых процессов дает ответ на происхождение в природных гипербазитах самородного железа и нередко встречаемого в офиолитовых комплексах обуглероживания пород. Как следует из приведенных данных самородное железо (- Fe) и углерод (графит) – это фазы в основном низких температур и обстановок очень низких парциальных давлений кислорода. Поведение же их в ходе термального воздействия на серпентиниты неодинаковое. Самородное железо независимо от давления образуется до 300°C в присутствии флюида метан + вода (реакция 1), а выше 300°C с ростом pO_2 , окисляясь, переходит в магнетит. Графит же в виде самостоятельной минеральной фазы выделяется, в основном, при участии в процессе серпентинизации флюида метан + двуокись углерода (реакция 2). С ростом температуры в зависимости от давления количество углерода заметно уменьшается и почти полностью исчезает при $T = 800-1000^\circ\text{C}$ и $p = 1$ атм. При более высоких давлениях углерод сохраняется вплоть до 1000°C . Образование графита происходит, по-видимому, двояким путем. Первый из них связан с взаимодействием метана с двуокисью углерода по схеме $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 = 2\text{H}_2 + 2\text{CO}$ с последующим диспропорционированием окиси углерода по реакции Будуара ($2\text{CO} = \text{CO}_2 + \text{C}$), сопровождающимся выделением углерода. Этот вариант реализуется в случае, когда гипербазиты подвергаются воздействию флюида, состав которого определяется реакцией $2\text{H}_2 + 2\text{CO} = \text{CH}_4 + \text{CO}_2$. Связанная с таким механизмом графитизация, по-видимому, проявляется при массовом обуглероживании серпентинитов, как это имеет место, например, в Восточном Саяне [16]. При локальном распространении графита, приуроченного обычно к тектоническим трещинам, в частности, в Среднетерсинском гипербазитовом массиве в Кузнецком Алатау [10], образование углерода, вероятнее всего, обусловлено термическим разложением метана, идущего при $T = 600-700^\circ\text{C}$ по реакции $\text{CH}_4 = 2\text{H}_2 + \text{C}$ [20]. В рассматриваемой нами модели этот интервал температур характеризует образование графита в близповерхностных условиях при дегидратации апогарцбургитового серпентинита с составом флюида, определяемого реакцией $3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$ (см. табл. 4). В обстановке же повышенных давлений данный процесс смещается в область значительно более низких температур и появление графита фиксируется уже при $T = 200^\circ\text{C}$ (см. табл. 5).

Подводя итоги проведенных исследований, необходимо подчеркнуть, что результаты выполненного физико-химического моделирования хорошо согласуются с наблюдаемым фактическим материалом по минеральному составу пород альпинотипных гипербазитов. Они позволяют в полной мере соотнести их с выводами о метаморфогенной природе пород альпинотипных гипербазитов и обосновать неоднократно высказанную нами и другими исследователями [7, 10, 17, 25] точку зрения о происхождении массивных пород альпинотипных гипербазитов под воздействием метаморфизма серпентинитов в РТ-условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Использование для подтверждения этой концепции комплексной программы "Селектор" позволяет уточнить РТ-параметры условий серпентинизации и дегидратации серпентинитов не только качественно, но и определить их в достаточно высокой степени достоверности количественно. Полученные результаты хорошо подтверждаются экспериментальными данными и вносят в них коррективы, учитывая влияние флюидной фазы на протекание изученных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса//Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1973. Т.Х, вып. 305. С.64-74.
2. Артемнов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации// Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973. С.213-226.
3. Банников О.Л. Серпентиниты Корьякско-Камчатской области: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.
4. Велинский В.В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования// Геология и геофизика. 1970. № 1. С.10-21.
5. Велинский В.В. Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса)//Геология и геофизика. 1978. № 3. С.52-62.
6. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
7. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 102 с.

8. Велинский В.В., Ковязин С.В., Банников О.Л. Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербазитах// Геология и геофизика. 1983. № 6. С.78-85.
9. Велинский В.В., Корнева Т.А., Банников О.Л. Динамика дегидратации серпентина и образование оливина в термическом эксперименте//Геология и геофизика. 1991. № 1. С.115-120.
10. Велинский В.В., Николаев Д.П., Банников О.Л. и др. Глубинное строение и состав пород Среднетерсинского гипербазитового массива//Геология и геофизика. 1985. № 8. С.31-41.
11. Гоникберг М.Г. Высокие и сверхвысокие давления в химии. М.: Наука, 1968. 64 с.
12. Древинг В.П., Калашников Н.А. Правило фаз. М.: Издво. МГУ, 1964. 455 с.
13. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 174 с.
14. Коряткова Э.В., Макарова Т.А. Экспериментальное изучение процесса серпентинизации оливина// Докл. АН СССР. 1971. Т.196, № 4. С.927-930.
15. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И., Лашкевич В.В. Энергетические параметры флюидных систем континентальной и океанической литосферы// Петрология. 1994. Т.2, № 6. С.563-570.
16. Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы с ним связанные. Л.-М., 1936. 818 с.
17. Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субсерпентинита" в альпинотипных гипербазитах и его петрологическое значение // Сов.геология. 1971. № 9. С.30-44.
18. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 185 с.
19. Смирнова Е.П., Щербановский Е.Я., Малышева Т.В. Состав оливинов из углистых хондритов, термически метаморфизованных в лабораторных условиях// Геохимия. 1985. № 2. С.142-151.
20. Теснер П.А. Образование углерода из углеводородов газовой фазы. М.: Химия, 1972.
21. Уханов Л.В., Девириц А.Л., Лагутина Е.П. и др. Водородное дыхание недр: струи изотопно-аномального водорода на Кемпирсайском ультрабазитовом массиве// Геохимия магм. пород: X семинар АН СССР. М.: ГЕОХИ, 1984. С.196-197.
22. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 213 с.
23. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.

Поступила в редакцию 30 июня 1997 г.

Рекомендована к печати Карсаковым Л.П.

V.V. Velinsky, A.L. Pavlova

Physical-and-chemical modeling of the processes of ultrabasic serpentization and serpentinite dehydration by use of fluid

Computer modeling was done on the basis of the "Selector" program allowing for the effect on the processes of dunite and harzburgite serpentization and dehydration of the obtained serpentinites of fluid, represented by H₂O, CH₄, CO₂, CO, and H₂. It was shown that a gaseous mixture of such composition lowered the temperature of ultrabasic serpentization and the beginning of serpentinite olivinitization. The character of rock alternation in the P-T coordinates was determined, and it is concluded that Alpine-type ultrabasic rocks in the lithospheric conditions has metamorphogenic nature. The derived data are in good agreement with the experimental results and geological-petrographical observations.

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО ОГРАНИЧЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА (СТАНОВОЙ ХРЕБЕТ)

А. Ю. Антонов

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Исследование составов всех основных разновидностей (>250 проб) позднеюрско-раннемеловых вулканитов Станового хребта выявило:

- В пределах отдельных частей региона состав вулканитов средней и высокой кремнекислотности вполне близок соответствующим плутоническим образованиям, что может указывать на их формирование из одних и тех же магм.

- Большинство высококремнеземистых вулканитов Становика имеют близкий состав, а в более мафических вулканитах по мере их формирования все далее к северо-западу по простиранию региона проявлена тенденция увеличения магнезиальности, общей щелочности и калиевости. При этом, в рядах магматических пород от основных к кислым увеличение щелочности происходит все более слабо вплоть до его отсутствия в ряду наиболее щелочных пород. Все это противоречит предположению образования магматических серий региона в результате кристаллизационной дифференциации мафических магм и позволяет полагать их происхождение за счет смешения мафических и салических магм.

- Несмотря на петрохимическую близость, по микроэлементному составу мезозойские вулканиты Становика в максимальной степени отличаются (повышенными содержаниями Ba, Sr, F, Li, Be, Sn, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf при пониженных - В) от соответствующих по щелочности и кремнеземистости образований островных дуг и в меньшей степени - активных континентальных окраин. При этом, мезозойские базальты Становика наиболее близки соответственно мезозойским и кайнозойским базальтам внутриконтинентальных рифтовых зон Восточного Забайкалья (Нерча-Ингодинская зона) и Становика, чьи исходные магмы выплавлялись, скорее всего, из наименее деплетированного субстрата.

- На основании изученных геохимических данных можно полагать, что как в мезозойское, так и кайнозойское время магматизм Становой области повсеместно был обусловлен именно рифтогенными процессами. По мере их развития в пределах верхней мантии выплавлялись базальтовые магмы, скорее всего, щелочного состава, которые, поднимаясь до уровней земной коры, сначала приводили к выплавлению значительных объемов салических гранитоидных магм, а затем в разной степени смешивались с ними. Неоднократное возобновление магматической активности региона (особенно в пределах его юго-восточной части) приводило к истощению магмогенерирующего субстрата и, соответственно, выплавлению базитовых магм все меньшей щелочности и т.д.. Это, в свою очередь, и обусловило появление здесь соответствующей латеральной зональности по составам магматических пород.

Как уже хорошо известно, молодые кайнозойские вулканические пояса Земли обычно располагаются либо в типичных рифтовых зонах океанов и континентов, либо на активных окраинах континентов, включающих островные дуги. Последние из них, которые с позиций плейт-мобилизма интерпретируются как зоны сочленения океанических и континентальных литосферных плит, характеризуются проявлением в продуктах вулканизма поперечной вещественной зональности. При этом, внутри континентов проявлено множество крупных вулканических и вулcano-плутонических поясов более древнего возраста, чья тектоно-магматическая история не ясна и требует всестороннего изучения. Одним из таких вулcano-плутонических поясов является ареал позднемезозойского магматизма Станового хребта, расположенного на южной окраине Алданского щита к северу от подвижной в палеозойское и мезозойское время Монголо-Охотской складчатой области. Петролого-геохимическое изучение магматических образований Станового хребта, начатое нами еще в 1973

году вместе с М.И.Кузьминым и группой геологов экспедиции №2 Космоаэрогеологического треста, к данному моменту позволило в достаточной степени охарактеризовать только плутонические образования региона [2, 3, 14 и др.]. По ним же удалось выявить и достаточно четкую вещественную зональность магматизма с юго-востока на северо-запад по простиранию Становика, которая наиболее наглядно выражается увеличением общей щелочности и калиевости пород, и которую в какой-то мере можно рассматривать (рис.1) в связи с магматизмом Монголо-Охотского пояса [3, 15]. Данная зональность в составах гранитоидов имеет много общего с поперечной вещественной зональностью магматических поясов активных континентальных окраин и островных дуг [1, 5, 15]. В то же время совершенно ясно, что динамическая основа возникновения и эволюции в пределах Становой зоны магматических образований не может стать достаточно понятной без глубокого петролого-геохимического изучения здесь вулканических пород. В литературе по данному регио-

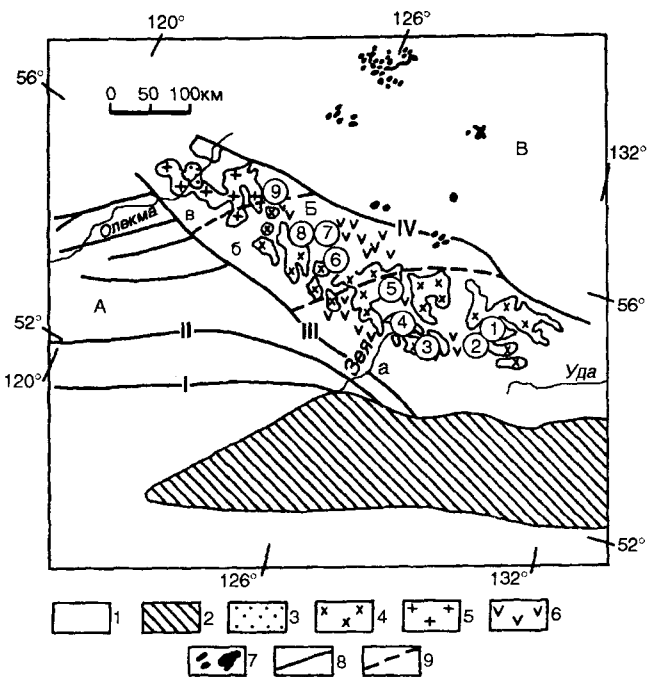


Рис.1. Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

Условные обозначения. А, Б, В - структурно-формационные зоны по [8]: А - Верхнеприамурская, Б - Становая, В - Алданская; а-в - подзоны Становой зоны: а - юго-восточная, б - центральная, в - северо-западная. В Становой зоне выделены: 1 - домезозойские образования; 2-6 - позднемезозойские магматические образования: 2 - монцитоны, 3 - гранодиориты, 4 - граниты, 5 - вулканические образования, 6 - магматические породы повышенной щелочности; 7 - позднемезозойский морской Монголо-Охотский прогиб по [9]; 8 - основные разрывные нарушения: I - Южно-Тукурингский и II - Северо-Тукурингский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейамента; III - Гилюйский и IV - Становой разломы; 9 - пограничные зоны, разделяющие Становую зону на несколько подзон с различным составом мезозойских гранитоидов. Цифрами в кружках обозначены исследованные области проявления вулканических излияний в направлении простирания Станового хребта с юго-востока на северо-запад: 1 - г.Амагалас, 2 - хребет Талгыг, 3 - р.Бомнак, 4 - р.Мульмуга, 5 - р.Десс, 6 - вулкан Атычан, 7 - вулкан Типтур, 8 - верховья р.Верхняя Ларба, 9 - вулкан Тогунас.

ну сейчас имеются только недостаточно полные петрографические описания вулканических андезит-риолитового ряда и в основном общие сведения по их петрохимическому составу [3, 13, 15-19], которые не сопровождаются ни единым конкретным химическим анализом. Детальная же геохимическая типизация вулканических, включающая их рудную специализацию и сопоставление их составов в пределах отдельных участков (или вулканов) по всему простиранию региона, со всем комплексом одновозрастных интрузивных образований того же региона, а также с вулканическими, сформированными в различных геодинамических обстановках мира, почти не проводилась или проводилась слабо. Все это и определило основные задачи наших исследо-

ваний в предлагаемой статье. Работа выполнена при поддержке РФФИ (код проекта 95-05-15363).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Мезозойский магматизм Станового хребта пространственно приурочен к Становой складчатой области, расположенной в южной части Алданского щита к северу от подвижной в палеозое и мезозое Монголо-Охотской складчатой области [7-9]. Эта область распространена от бассейна реки Олекмы на западе, до реки Зеи на востоке. По всему простиранию Становой области расположены многочисленные, часто относительно небольшие (до 350 км²) поля проявлений мезозойских эффузивных образований. Они образуют как бы две линейные вулканические зоны субширотного простирания, приуроченные к отложениям джелиндаканской (на северо-западе) и бомнакской (на юго-востоке) свит соответственно по северной и южной периферии огромных гранитоидных плутонов Удской серии того же возраста (см. рис.1). Следуя по простиранию Станового хребта с юго-востока на северо-запад (см. рис.1), вулканиты бомнакской свиты исследовались нами на 5-ти участках, а именно в районах г.Амагалас (нижнее течение р.р.Ток и Сивакан), хребта Талгыг (нижнее течение р.Ток), среднего течения р.Бомнак, нижнего течения р.р.Мульмуга и Сирик (ручей Десс). Вулканиты джелиндаканской свиты исследовались на 4-х участках, а именно: в пределах вулкана Атычан (р.Олонгро), вулкана Типтур (верховья рек Малый и Средний Могот, Малый Гилюй, Инарогда), небольшой эффузивно-осадочной толщи в верховьях р.Верхняя Ларба и вулкана Тогунас (верховье р.Нижняя Ларба).

Вулканиты Становика обычно залегают на размытой поверхности архейского фундамента, иногда мезозойских гранитоидов, а в пределах джелиндаканской свиты - еще на нижнемеловых песчаниках и конгломератах.

Нижнюю часть разреза обеих свит образуют лавы, лавобрекчии и туфы базальт-андезибазальтового (редко) и, в основном, андезитового состава. Выше залегают вулканиты трахидацитового, риолитового и трахириолитового состава. В некоторых случаях разрез завершается лавами и лавобрекчиями трахиандезибазальтов и трахиандезитов. Субвулканические дайки всего данного ряда пород часто проявляются не только среди покровных лав, но и среди их окружения, пересекая метаморфические образования и, нередко, гранитоиды крупных мезозойских плутонов региона. Общая мощность пород бомнакской свиты достигает 2000 м, а площадь распространения - 900 км². Как показано Ф.Д.Левиным [18, 19], по кремнекислотности данная свита представляет собой типичную бимодальную ассоциацию с модами, соответствующими андезибазальту-андезиту и риодациту-риолиту. Общая мощность джелиндаканской свиты достигает 1000 м, а площадь распространения - 1400 км².

Большинство изученных вулканитов Становика характеризуется отчетливыми порфиоровыми структурами. Базальты и андезибазальты среди вкрапленников содержат в основном плагиоклаз, оливин, орто- и клинопироксен с уменьшением доли оливина в андезибазальтах. Кроме того, среди некоторых мафических даек региона (р. Десс) выявлены биотит-содержащие амфибол-плагиоклазовые разности. Андезиты по набору вкрапленников представлены оливин (иногда амфибол)-содержащими двупироксен-плагиоклазовыми и биотит-содержащими амфибол-плагиоклазовыми разностями. Трахидациты в основном пироксен-амфибол-биотит-плагиоклазовые, а риодациты – двух типов, а именно: амфибол- и кварц-содержащие биотит-плагиоклазовые и клинопироксен, биотит- и кварц-содержащие амфибол-плагиоклазовые. Риолиты и трахириолиты региона обычно характеризуются тонкофлюидальными, иногда сферолитовыми текстурами, а также субафировыми структурами с редкими мелкими вкрапленниками биотита, кварца и плагиоклаза.

ГЕОХИМИЯ

Особенности вещественного состава главных разновидностей позднемезозойских вулканических (и субвулканических) образований по всему простираению Станового хребта исследовались на базе >250 полных силикатных анализов пород и широкого спектра в них таких микроэлементов как Rb, Li, Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, Cu, Mo, W, Sn, Pb, Zn, Be, B, F, Nb, Ta, Zr, Hf. Все эти данные в виде единичных и средних составов пород отражены в таблицах 1-2 и серии графиков (рис.2-4). При этом, составы базальтов и андезибазальтов региона (наиболее редких образований) в таблицах обычно не усреднялись.

Составы мезозойских вулканитов заметно варьируют как в пределах дифференцированных серий отдельных участков Становика, так и в близких по кремнеземистости породах различных участков региона.

Особенно значимые различия проявлены в наиболее мафических образованиях вулканических серий - базальтах, содержания SiO_2 в которых варьирует от 47, 25 до 52, 61%. При этом, почти все они являются высокоглиноземистыми, кроме двух низко- и умеренноглиноземистых разностей вулкана Тогунас. Желези-

стость в базальтах самого северо-западного вулкана Тогунас варьирует от 53 до 76% (хотя обычно минимальна), содержания TiO_2 изменяются от 2, 12 до 1, 07%, а CaO - от 10, 18 до 4, 81%. В базальтах других участков региона к юго-востоку (мезо- и в основном лейкобазальтах) железистость варьирует от 63-66% (хр.Талгыг) до 71-73% (г.Амагалас, р.Десс), содержания TiO_2 - от 1, 12-1, 13 (хр.Талгыг) до 1, 18 (г.Амагалас) и 2, 16% (р.Десс), а CaO, соответственно, - от 6, 76-7, 97 до 8, 18 и 7, 20%. По соотношению $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ [24] все базальтоиды юго-восточной части региона соответствуют толеитам, а в центральной части - примерно поровну толеитовым и известково-щелочным образованиям.

По соотношению щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) почти все изученные мезозойские базальты Становика относятся к K-Na-серии [11], хотя в пределах вулкана Тогунас были выявлены и редкие субвулканические образования K-серии. В соответствии с [11, 25], по содержаниям K_2O и суммы щелочей данные базальты могут варьировать от умереннокалиевых пород нормального ряда (г.Амагалас, хр.Талгыг) до высококалиевых пород субщелочного ряда (р.Десс, в.Тогунас) и даже весьма высококалиевых (шошонитовых) образований субщелочного (хр.Талгыг) и щелочного (в.Тогунас) ряда. При этом, количество наиболее щелочных разностей базальтов имеет тенденцию увеличиваться в северо-западном направлении по простираению региона (см. см. рис.2-3). Во всех дифференцированных сериях вулканитов отдельных участков Становика от основных к кислым членам (см. табл.1, рис.2-3) наблюдается некоторое увеличение содержаний щелочей, при уменьшении - TiO_2 , MgO, ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$), CaO, P_2O_5 и, начиная с лейкобазальтов, Al_2O_3 .

По соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ почти все вулканиты базальт-андезитовых серий Становика (как и базальтоиды) относятся к K-Na серии, и только среди андезитов иногда проявлены разности K-серии. При этом, по содержаниям суммы щелочей и калия вулканиты самого восточного участка региона (г.Амагалас) несколько отличаются от вулканитов других участков тем, что все они относятся к нормальному ряду, изменяясь от умереннокалиевых базальтов и умеренно-высококалиевых андезибазальтов до высококалиевых андезитов. В остальных сериях вулканиты отно-

Рис.2. Соотношение содержаний ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), FeO^* , MgO, TiO_2 , CaO, Al_2O_3 (в %) с кремнеземистостью (SiO_2 , в %) в поздне-мезозойских магматических образованиях Станового хребта и Нерча-Ингодинской зоны Восточного Забайкалья [10], кайнозойских базальтоидах Токинского Становика и четвертичных вулканитах Курильской островной дуги [1].

Условные обозначения. 1-8 - позднемезозойские вулканиты Станового хребта: 1-3 - Юго-восточная часть региона (1 - г.Амагалас, 2 - хр.Талгыг и р.Бомнак, 3 - р.р.Мульмуга, Десс), 4-8 - Центральная часть региона (4 - в.Атычан, 5 - в.Типтур, 6 - р.Верхняя Ларба, 7 - в.Тогунас, покровная фация, 8 - в.Тогунас, субвулканическая фация). 9 - кайнозойские щелочные базальты Токинского Становика; 10 - субщелочные базальтоиды Нерча-Ингодинской рифтовой зоны Восточного Забайкалья; 11- 12 - четвертичные вулканиты фронтальной (11) и тыловой (12) зон вулканизма Курильской островной дуги. 13-15 - границы областей составов позднемезозойских гранитоидов различных частей Станового хребта (13 - Токско-Нуямского массива юго-восточной части региона, 14 - Тындинского, Дюпкойского и Олонгрыйского массивов центральной части региона, 15 - Чильчинского массива северо-западной части региона). 16 - область составов магматических образований вулкана Тогунас. FeO^* - соответствует суммарному содержанию в породах железа в пересчете на его закисную форму.

Юго-восточная часть Становика

Центральная часть Становика

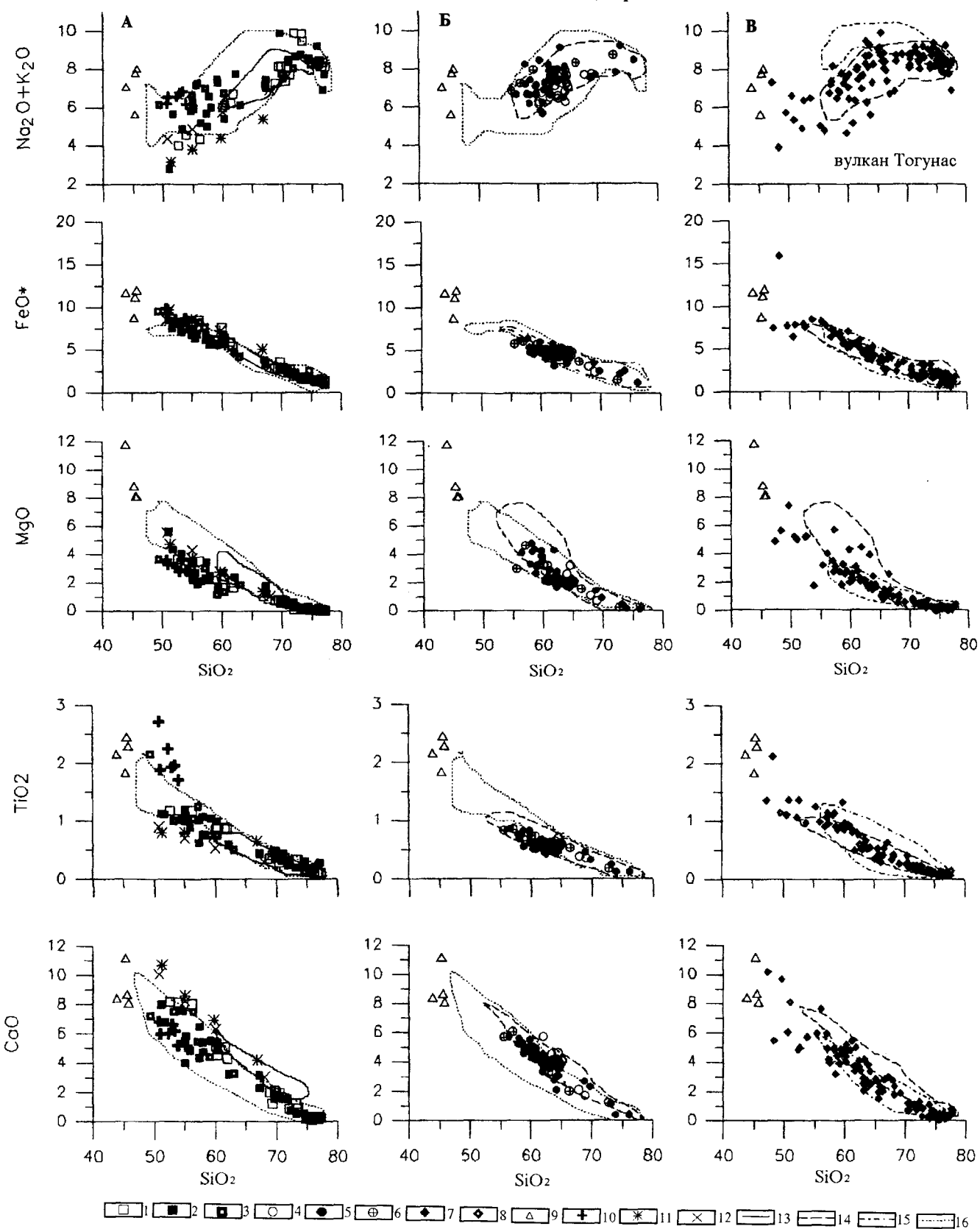


Рис.2.

сятся к породам как нормального, так и субщелочно-го ряда и изменяются от умереннокалиевых до, в основном, высококалиевых и даже весьма высококалиевых (шошонитлатитовых по [25]) образований, но с явным преобладанием более щелочных разностей в центральной части Становика (см. рис.2-3), особенно на ее северо-западе. К тому же, по простирацию центральной части региона с юго-востока на северо-запад от вулкана Атычан до р.Верхняя Ларба в андезитах

отмечается некоторое постепенное увеличение средних содержаний суммы щелочей, которое происходит не за счет K_2O , а за счет Na_2O . Здесь же отметим, что среди андезитов некоторых участков региона и прежде всего вулканов Типтур и Тогунас, их субвулканические фации в среднем заметно обогащены суммой щелочей (7,60-7,83% против 6,90 на вулкане Типтур и 8,03 против 6,69 на вулкане Тогунас), причем в первом случае это проявлено в основном за счет повышенных содержаний Na_2O (при максимальных концентрациях SiO_2), а во втором - за счет K_2O .

Почти во всех базальт-андезитовых сериях вулканических пород центральной части Становика, по сравнению с таковыми его юго-восточной части, в среднем отмечаются повышенные содержания MgO (обусловившие смену преимущественно толеитовых образований на преимущественно известково-щелочные), при несколько пониженных концентрациях TiO_2 и Al_2O_3 . Вулканы самого северо-западного вулкана Тогунас по содержаниям TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 и значениям FeO^*/MgO нередко близки таковым юго-восточной части региона, которые тоже не слишком однородны. Так, вулканы г.Амагалас в сравнении с лавами хребта Талгыг характеризуются несколько повышенными содержаниями CaO (наиболее высокими по региону) и MgO , а в сравнении с лавами р.Бомнак - CaO , TiO_2 и Al_2O_3 . По кальциевости андезиты г.Амагалас близки андезитам вулкана Атычан. В последних же, как и в вулканиках рек Мульмуга и Десс, проявлены максимальные содержания P_2O_5 .

Вулканы дацит-риолитового ряда в пределах изученных участков Становика по большей мере относятся к высококалиевым (иногда весьма высококалиевым) образованиям, группирующимся на границе составов нормального и субщелочного ряда (см. рис.2). По соотношению $FeO^*/MgO-SiO_2$ [24] почти все они соответствуют известково-щелочным образованиям. Какой-либо четкой зональности как по щелочности, так и другим композиционным параметрам в данных породах не проявлено, хотя в риодацитах центральной части региона нередко можно выявить некоторое обогащение магнием и обеднение титаном и глиноземом. По дацитам что-либо проследить трудно, ввиду их слабой распространенности по региону. Отметим лишь, что наиболее высокощелочные и высококалиевые трахидациты выявлены только в пределах самого северо-западного вулкана региона (в.Тогунас).

Как следует из рисунка 2, выявленная для вулкаников Станового хребта петрохимическая зональность вполне соответствует зональности, которая ранее была выявлена для близковозрастных интрузивных серий по простирацию того же региона с юго-востока на северо-запад [2, 3, 14], выражавшейся в постепенном обогащении гранитоидов прежде всего суммой щелочей и калия, при обеднении их кальцием. При этом, в различных частях Становика состав соответствующих

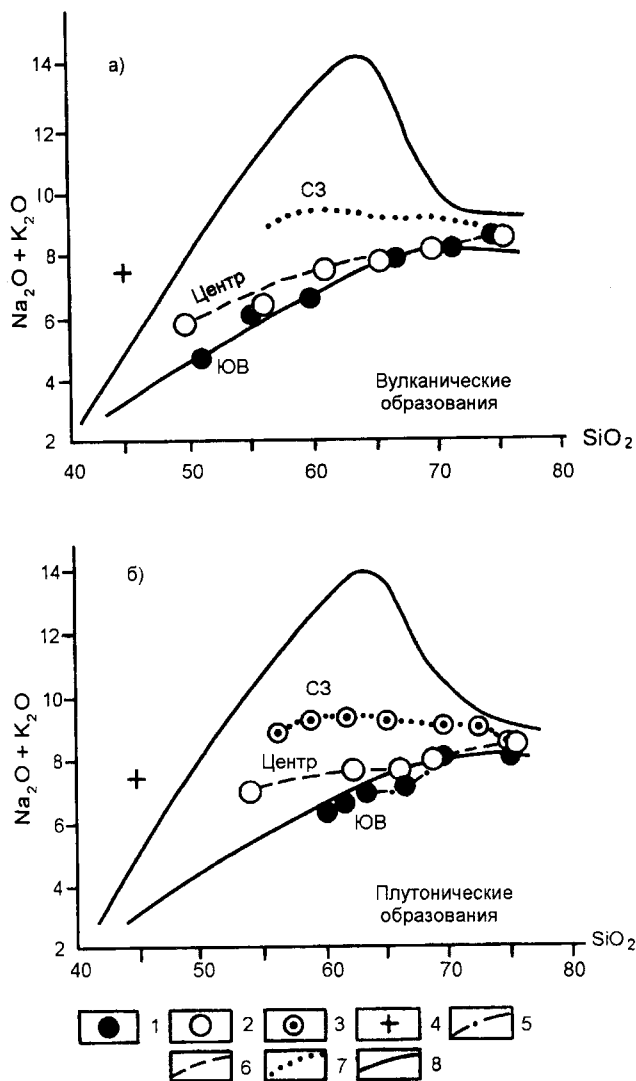


Рис.3. Соотношение средних содержаний суммы щелочей и SiO_2 (%) в дифференцированных сериях позднемезозойских вулканических (А) и плутонических (Б) пород различных частей Станового хребта.

Условные обозначения. 1-3 - средние составы позднемезозойских магматических пород юго-восточной (1), центральной (2) и северо-западной (3) частей Станового хребта; 4 - средний состав кайнозойских щелочных базальтоидов Токинского Становика. 5-7 - вариационные линии изменения средних составов позднемезозойских магматических пород юго-восточной (5), центральной (6) и северо-западной (7) частей Станового хребта. 8 - границы области распространения и характер эволюции субщелочных магматических пород по [11].

Окончание табл.1.

Адрес Фация	вулкан Тогунас												вулкан Тогунас												р.Ток					
	Покровная						Субвулканическая						Субвулканическая						Субвулканическая						Кайнозойские покровные лавы					
	1792/1	32(3)	33(13)	34(6)	35(5)	36(34)	7400	274/13	270/6	273/16	281/4	273/15	41(15)	42(2)	43(7)	44(12)	45(5)	416/5	416/2	416/1	416/4									
Номер	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70								
SiO ₂	72.76	52.30	55.06	59.76	65.75	70.45	75.48	47.25	48.33	49.57	50.59	50.93	52.61	61.39	66.01	65.67	71.21	76.03	43.85	45.28	45.49	45.74								
TiO ₂	0.18	1.07	1.07	0.97	0.48	0.28	0.11	1.36	2.12	1.15	1.11	1.37	1.37	0.74	0.44	0.44	0.25	0.12	2.14	1.82	2.43	2.27								
Al ₂ O ₃	14.21	17.91	16.94	16.57	15.49	14.30	12.91	15.13	14.02	14.54	14.88	16.50	15.95	15.97	14.88	15.47	14.68	13.06	13.32	17.00	14.50	14.15								
Fe ₂ O ₃	0.75	6.39	4.59	5.42	1.86	1.49	1.38	8.30	17.69	8.58	7.16	8.72	8.36	5.64	3.63	3.54	2.32	1.46	12.87	9.58	7.65	2.87								
FeO	0.90	2.19	4.03	1.07	2.49	1.72	0.89	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	4.19	9.31							
MnO	0.01	0.09	0.19	0.10	0.10	0.03	0.21	0.24	0.23	0.23	0.07	0.20	0.13	0.05	0.06	0.07	0.03	0.01	0.18	0.14	0.19	0.17								
MgO	0.26	5.18	2.97	2.57	1.53	0.65	0.19	4.87	5.63	7.41	5.23	4.98	5.24	2.51	1.17	1.27	0.53	0.23	11.74	8.75	8.05	8.05								
CaO	1.21	4.81	6.42	4.57	3.01	1.45	0.36	10.18	5.45	9.67	6.03	8.10	4.98	3.46	3.07	2.07	0.99	0.31	8.33	11.11	8.60	8.02								
Na ₂ O	3.87	2.70	3.53	3.71	4.00	3.96	3.45	4.92	0.71	3.38	3.44	2.35	3.85	3.98	3.52	4.25	4.33	3.88	4.17	3.50	5.02	4.83								
K ₂ O	4.87	2.21	1.92	2.98	3.66	4.58	5.00	2.40	3.20	2.35	3.18	3.01	2.54	4.05	3.58	4.42	4.36	4.60	2.84	2.07	2.70	3.13								
P ₂ O ₅	0.03	0.41	0.38	0.29	0.20	0.10	0.03	0.29	0.22	0.34	0.30	0.43	0.23	0.22	0.11	0.15	0.06	0.08	0.90	0.61	1.32	1.05								
H ₂ O	0.30	4.97	2.99	1.87	1.01	0.67	0.66	5.41	2.10	2.75	7.65	3.13	4.32	1.64	3.25	2.20	0.89	0.70	--	--	0.18	1.02								
Сумма	99.35	100.23	100.07	99.87	99.58	99.76	100.49	100.32	99.71	99.97	99.64	99.72	99.58	99.66	99.71	99.56	99.65	100.48	100.34	99.86	100.32	100.61								
Na	2.87	--	--	2.89	--	--	2.61	2.93	0.53	2.51	2.55	3.62	2.86	3.19	2.88	3.19	3.32	2.97	3.18	3.12	3.72	3.58								
K	3.56	--	--	2.55	--	--	4.11	2.50	2.57	1.84	2.40	2.44	2.09	3.31	2.81	3.59	3.59	3.75	2.20	2.08	2.24	2.60								
Rb	81	--	--	71	--	--	167	55	157	43	69	116	55	104	92	123	121	167	22	24	36	33								
Li	9	--	--	25	--	--	8	14	51	18	42	45	33	21	18	21	16	6	13	7	8	6								
Ba	1300	--	--	1800	--	--	540	1100	300	1700	870	--	1000	2100	1100	2000	2000	310	540	630	780	690								
Sr	450	--	--	880	--	--	120	1500	540	1200	450	--	870	720	540	730	590	140	910	650	880	760								
V	27	--	--	113	--	--	9	160	290	170	140	--	140	98	72	50	28	10	--	--	200	150								
Cr	10	--	--	80	--	--	16	250	100	160	230	--	160	63	40	54	27	12	--	--	170	230								
Co	9	--	--	19	--	--	1	25	48	22	23	--	29	12	12	8	3	3	--	--	41	42								
Ni	20	--	--	41	--	--	10	120	78	91	100	--	91	32	14	20	16	7	--	--	150	170								
Cu	8	--	--	27	--	--	10	66	120	46	66	--	66	36	9	11	10	5	--	--	53	63								
Zn	--	--	--	82	--	--	31	47	240	105	81	--	126	81	126	114	47	36	94	85	85	100								
Pb	--	--	--	21	--	--	30	18	24	10	33	--	8	19	14	63	30	30	8	7	7	7								
Sn	--	--	--	4.27	--	--	4.22	3.30	4.50	2.70	3.20	--	4.90	3.10	2.70	2.57	2.76	3.18	4.40	4.00	5.00	4.90								
W	--	--	--	2.36	--	--	4.25	1.80	0.75	1.86	1.38	--	1.71	1.43	1.11	1.43	1.73	1.50	0.54	0.36	0.48	0.48								
Mo	1.00	--	--	5.45	--	--	4.13	2.90	--	1.00	7.60	--	--	8.79	2.50	4.90	4.39	1.50	--	--	--	--								
Be	1.80	--	--	1.62	--	--	2.32	2.50	4.20	4.30	1.60	--	1.30	2.25	1.60	2.65	1.75	2.58	3.00	2.80	3.80	2.00								
B	--	--	--	30	--	--	28	20	28	25	20	--	20	28	42	35	38	22	9	9	15	8								
F	270	--	--	1100	--	--	220	830	2500	2000	2100	--	1500	1050	3000	800	490	220	950	900	950	720								

по кремнеземистости гранитоидов и вулканитов оказался вполне близок. С другой стороны, что наиболее наглядно подчеркивается на рисунке 3, как для вулканитов, так и для гранитоидов эта зональность все более четко проявляется именно по все более мафическим разностям пород и почти не проявлена по наиболее сапфическим разностям.

Здесь же особенно важно отметить (см. рис.3), что изменение средних содержаний суммы щелочей в полных рядах магматических пород дифференцированных серий Становика происходит тем более слабо, чем далее к северо-западу они проявлялись. Так, в рядах пород юго-восточной части региона оно происходит практически по классификационному [11] тренду (или чуть ниже), разделяющему известково-щелочные и субщелочные образования. В рядах пород центральной части региона тренды изменения суммы щелочей становятся явно более пологими, а на северо-западе (гранитоиды Чильчинского массива) - почти горизонтальны

ми. Интересно при этом, что на диаграммах А.Н.Заварицкого [2, 3, 14] все тренды изменения щелочности пород этих же серий имеют гораздо большую вертикальную составляющую по сравнению с таковыми серий типовых вулканов, что может указывать на аномально слабое изменение щелочности в породах всех этих серий Становика.

Детальное исследование распределения в вулканитах Станового хребта большой группы микроэлементов показало, что все эти породы относительно соответствующих кларков по А.П.Виноградову имеют повышенные содержания Ва, Рb и пониженные - Nb. При этом, вулканиты базальт-андезито-базальтового ряда региона имеют повышенные содержания Sr, Be, Sn, В и пониженные - Ni, Со; андезиты имеют повышенные содержания Мо, Sn, Zr, Hf и пониженные - Rb, Be, Cu, а породы дацит-риолитового ряда характеризуются повышенными содержаниями Ni, Мо, Hf при пониженных - Rb, Li, Be, Sn, Cu.

Примечание к табл.1. Концентрации окислов петрогенных элементов - в мас.%, микроэлементов - в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН С.А.Юрченко, В.А.Писарской, В.К.Халтуевой, Л.Н.Матвеевой (химический силикатный анализ), В.П.Афониним, Т.Н.Гуничевой (рентгено-спектральный метод силикатного анализа), Л.И.Черной, Д.Я.Орловой, С.И.Шигаровой (Li, Rb - пламенная фотометрия), С.К.Ярошенко, А.Д.Глазуновой, А.И.Кузнецовой, Л.П.Персиковой, Л.А.Соминной, Л.Л.Петровым (Ва, Sr, Ni, Со, Cr, V, Cu, Мо, W, Zn, Pb, Sn, Be, В, F - спектральный метод), Л.Д.Макагон, С.И.Арбатской (Nb, Та, Zr, Hf - спектральный метод с предварительным химическим обогащением). Цифры в скобках при обозначениях индексов пород соответствует числу проб в данной усредненной пробе. В породах, где содержания FeO обозначены знаком *, содержание железа определялось (рентгено-спектральный метод) в суммарном количестве в пересчете на его окисную форму. Сокращенные буквенные обозначения в примечании соответствуют минералам-вкрапленникам в породах, а именно оливину (Ол), клинопироксену (КПи), пироксену без разделения их на типы (Пи), 2-м типам пироксенов, включая как клинопироксен, так и ортопироксен (2Пи), амфиболу (Амф), биотиту (Би), плагиоклазу (Пл), кварцу (Кв).

1-32 - вулканическая ассоциация юго-восточной части Станового хребта. 1-8 - участок горы Амагалас. 1-6 -покровная фация: 1-2 - Ол-2Пи -Пл базальты (1) и андезибазальты (2), 3 - андезиты (Ол-содержащие, 2Пи-Пл и Би-содержащие, Амф-Пл), 4 - трахириодациты (Амф и Кв-содержащие, Би-Пл), 5 - флюидалные субафировые трахириолиты (Би-Кв-Пл); 6-8 - субвулканическая фация: 6 - Ол-2Пи-Пл андезибазальты, дайка в метаморфических образованиях, 7 - гранит-порфиры, дайки в эффузивах и метаморфических образованиях, 8 - субщелочные лейкогранит-порфиры, дайки в гранитоидах главной интрузивной фазы (ГИФ) Токско-Нуямского массива и метаморфических образованиях его окружения; 9-19 - участок хребта Талгы. 9-15 -покровная фация: 9-12 - Ол-Пи-Пл базальты (9), трахибазальты (10) и андезибазальты (11-12), 13 -Ол-содержащие Пи-Пл андезиты, 14 -КПи, Би, Кв-содержащие Амф-Пл трахириодациты; 15 - субафировые трахириолиты; 16 - Ол-2Пи-Пл трахиандезибазальты, дайка в метаморфических образованиях, 17 - Кв-содержащие, Амф-Би-Пл гранодиорит-порфиры, дайки в метаморфических образованиях, 18 - субщелочные гранит-порфиры, дайки в эффузивах, 19 - субщелочной лейкогранит-порфир, дайка в метаморфических образованиях; 20-24 - участок р.Бомнак; 20-22 -покровная фация: Ол-содержащие КПи-Пл трахиандезибазальты (20) и андезиты (21), субафировые трахириолиты (22); 23-24 -субвулканические дайки в Мз гранитоидах ГИФ Мультмунгинского массива: 23 -субщелочные Кв-Пл гранит-порфиры, 24 -субщелочные лейкогранит-порфиры (Амф, Би-содержащие Кв-Пл с мегакристами КПШ); 25-30 - участок р.Мультмуга: 25-27 -покровная фация: Ол-содержащие Пи-Пл андезибазальты (25) и андезиты (26), субафировые трахириолиты (27); 28-30 -субвулканическая фация: 28 - однородный трахиандезибазальт, дайка в лавах андезитов, 29 - Ол, Амф-содержащие КПи-Пл трахиандезиты, дайки в метаморфических образованиях, 30 -КПи, Амф-содержащие Би-Кв-Пл гранит-порфиры, дайки в эффузивах и в метаморфических породах; 31-32 - участок р.Десс. 31 - Би-Амф-Пл габбро, дайка в метаморфических породах, 32 - андезитовый порфирит, дайка в туфолавах;

33-66 - вулканическая ассоциация Центральной части Станового хребта. 33-36 - вулкан Атычан: покровные лавы андезитов (33) и дацитов (34), субвулканические дайки гранодиорит-порфиров (35) и гранит-порфиров (36) в Мз гранодиоритах ГИФ Олонгройского (Унахинского) массива; 37-44 - вулкан Тилтур. 37-39 -покровная фация: трахиандезибазальты (37) и андезиты (38), лавобрекчии дацитов (39); 40-44 - субвулканическая фация: 40 - андезитовые порфиры приповерхностной магматической камеры, 41 - андезитовые порфиры, дайки в эффузивах, 42 - гранодиорит-порфиры, дайки в эффузивах и Мз гранодиоритах апофизы Тындинского массива, 43 - риодациты, малые тела и дайки в эффузивах, 44 - риолиты, дайки и силлы в эффузивах; 45-49 - участок р.Верхняя Ларба: покровные лавы трахиандезибазальтов (45) и андезитов (46), дациты (47) и кварцевые сиенит-порфиры (48) из силлов в эффузивах, лавы трахириодацитов (49); 50-66 - вулкан Тогунас. 50-55 -покровная фация: 50 - базальты, 51 - андезибазальты, 52 - андезиты, 53 - трахидациты, 54 - трахириодациты, 55 - трахириолиты; 56-66 - субвулканическая фация: 56 - трахибазальт, дайка в метаморфических породах, 57 - щелочной базальт, дайка в гнейсогранодиоритах Pt1, 58-61 -слабопорфирные (Ол-2Пи-Пл) и однородные мелко-призматически-зернистые трахибазальты (58, 59, 61) и щелочные базальты (60) из даек в Мз гранитоидах ГИФ Анингского массива (базальты 57 и 59 по степени сохранности близки другим изученным базальтоидам, но в них было выявлено некоторое количество тонких пиритсодержащих прожилков, удаленных по мере отборки проб); 62-66 - развитые в метаморфических породах, а также в Pt1 и Мз гранитоидах дайки кварцевых диоритовых порфиритов (62), гранодиорит-порфиров (63), кварцевых сиенит-порфиров (64), субщелочных гранит-порфиров (65), 66 - субщелочные лейкогранит-порфиры из даек в эффузивах и метаморфических породах; 67-70 - кайнозойские щелочные Ол-базальты юго-восточной части Станового хребта по р.Ток.

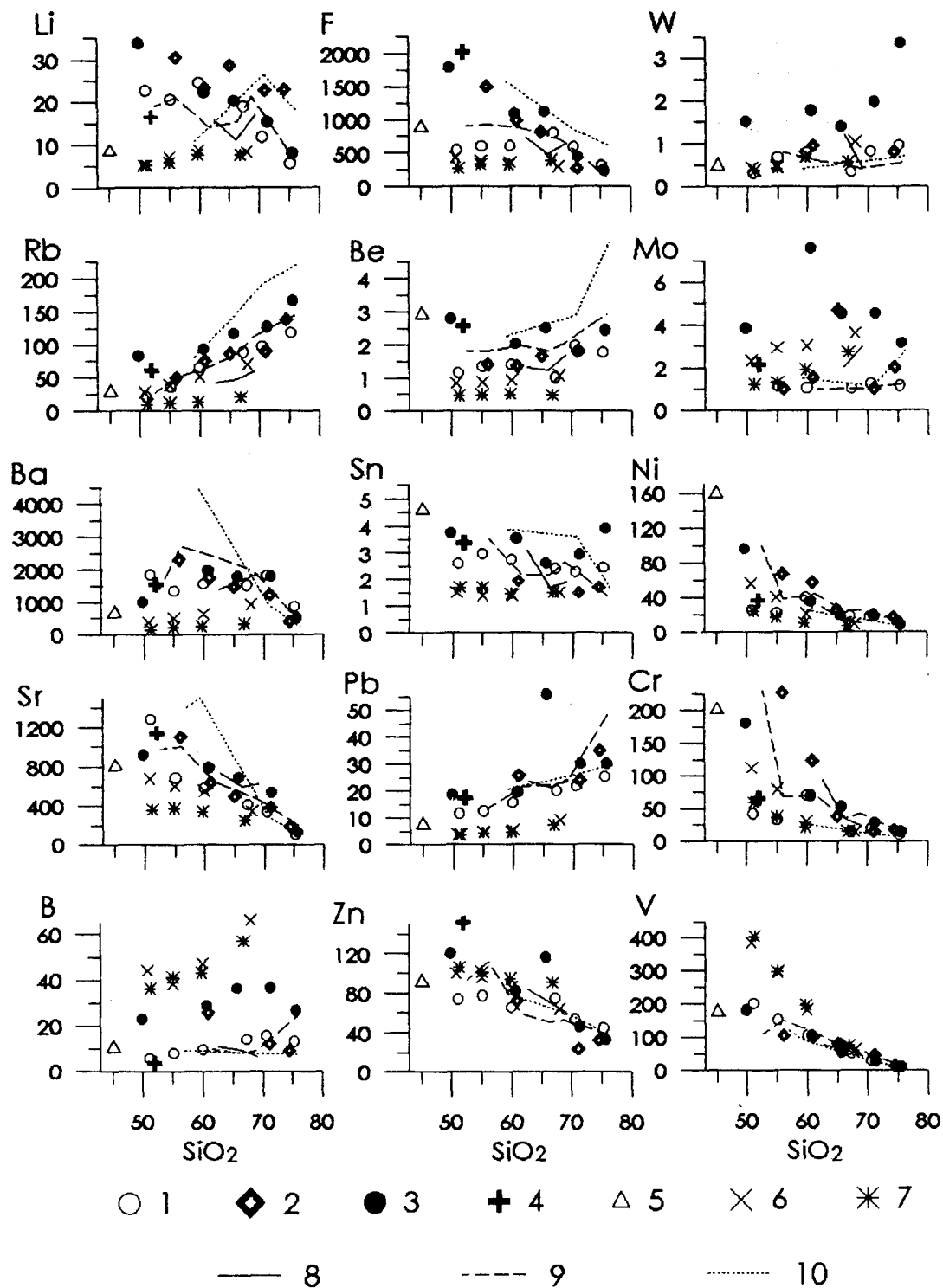


Рис.4. Соотношение средних содержаний Li, Rb, Ba, Sr, B, F, Be, Sn, Pb, Zn, W, Mo, Ni, Cr, V (г/т) и SiO₂ (%) в позднемезозойских вулканических и плутонических образованиях Станового хребта.

Условные обозначения. 1-3 - позднемезозойские вулканициты юго-восточной (1) и центральной частей (2-3) Станового хребта (где 3 - продукты деятельности вулкана Тогунас); 4 - позднемезозойские субщелочные базальты Нерча-Ингодинской рифтовой зоны Восточного Забайкалья по [10]; 5 - кайнозойские щелочные базальты Токинского Становика; 6-7 - четвертичные вулканициты фронтальной (6) и тыловой (7) зон вулканизма Курильской островной дуги [1]. 8-10 - вариационные линии изменения средних составов позднемезозойских гранитоидов юго-восточной (8), центральной (9) и северо-западной (10) частей Станового хребта.

Таблица 2. Содержания Nb, Ta, Zr и Hf в позднемезозойских вулканитах Станового хребта.

Адрес	р.Мульмуга		в.Типтур			р.В.Ларба	в.Тогунас		
	19(2)	20(4)	25(20)	27(2)	28(3)	30(4)	33(13)	41(15)	38(21)
SiO ₂	59,71	75,11	60,91	69,32	74,42	64,56	59,76	61,39	75,57
Nb	9.4	16.3	8.6	8.0	9.6	10.2	8.8	9.6	13.0
Ta	0.5	0.8	0.4	0.5	0.3	0.9	0.5	0.4	0.8
Zr	355	160	254	90	153	226	248	320	165
Hf	6.5	3.7	5.1	3.0	2.2	4.4	5.0	5.5	4.2

Индексы проб соответствуют индексам в таблице 1.

В дифференцированных сериях (рядах) вулкани- тов всех изученных участков Становика от базальтов к риолитам (табл.1-2) в общем отмечается постепенное увеличение содержаний Rb, Pb, Nb и уменьшение - Sr, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Sn, Zr, Hf. Наиболее наглядно это подчеркивается распределением средних содержа- ний микроэлементов в вулканитах, что отражено на рисунке 4, где в целях регионального сопоставления составов пород выделены серии вулкани- тов юго-вос- точной части региона и двух зон его центральной части, в том числе самого северо-западного вулкана Тогу- нас. Средние содержания Ba в ряду пород от базальтов до андезитов (иногда риодацитов) обычно растут, а затем падают. Концентрации бора почти во всем ряду вулкани- тов юго-восточной и самой северо-западной (в.Тогунас) частей региона увеличиваются, а в цент- ральной части - уменьшаются. Средние концентрации F и Li, почти не изменяясь в ряду от базальтов до анде- зитов юго-восточной части региона, затем падают, а в вулканитах более северо-западных частей региона - повсеместно уменьшаются (близость распределения F и Li подчеркивает их отчетливую геохимическую связь в магматических процессах). Средние содержания W и Mo от базальтов до дацитов (и даже риодацитов) почти не изменяются. При этом, к риолитам концентрации W обычно несколько увеличиваются, а Mo - либо увели- чиваются (центральная часть Становика), либо умень- шаются (в. Тогунас), либо остаются почти без измене- ний (юго-восток региона). Все вышеотмеченное отра- жает различный характер кристаллизационного рассе- яния и эманионного накопления различных микро- элементов в ходе эволюции магматических расплавов региона. Вместе с уровнями обогащения вулкани- тов данными элементами относительно соответствующих кларков это необходимо учитывать при оценке терри- тории на потенциальную рудоносность.

Особо важно сопоставить составы вулкани- тов по всему простиранию Становика (рис.4). Так, вулка- ниты базальт-андезибазальтового ряда юго-восточной части Становика относительно их более северо-запад- ных аналогов в среднем обеднены почти всей группой изученных микроэлементов, а именно Li, Rb, Ni, Co, Cr, Cu, B, F, Be, W, Sn, Pb и Zn, причем андезитоба- зальты обеднены еще Ba, Sr. В андезитах через все 3 зоны к северо-западу выявляется постепенное увели- чение средних содержаний Ba, B, F, W, в дацитах -

Be, в риодацитах - Sr, Pb, а в риолитах - Rb, Mo. При этом, в юго-восточной зоне Становика в андезитах проявлены минимальные средние содержания Rb, Ba, Sr, B, F, Cu, W, Mo, Pb и Zn, в дацитах - Li, Be, B, Cu, W, Mo, Pb, Zn, а также Ni, Co, Cr, V, в риодаци- тах - Li, Sr, Pb, W, а в риолитах -Rb, Mo и Pb. Именно на самом востоке этой же зоны (г.Амагалас и частич- но хр.Талгыг) во всех вулканитах отмечается явный минимум по содержаниям Rb и Li, а в андезитах - Sr, Ni, Cr и B (см. табл.1).

Таким образом, с юго-востока на северо-запад Становика по содержаниям совокупности микроэле- ментов в вулканитах выявляется постепенная зональ- ность, которая, как и по петрохимическому составу пород, наиболее четко прослеживается по все более мафическим и совсем слабо - по наиболее салическим образованиям.

Здесь же специально отметим, что во всем ряду вулкани- тов самой северо-западной части региона (в.Тогунас) в среднем проявлены наиболее высокие концентрации летучих компонентов - B, F и таких рудных микроэлементов, как Be, W, Mo и Sn. При этом, максимальные средние концентрации некото- рых рудных элементов отмечены в наиболее кремне- кислых вулканитах центральной части региона (в.А- тычан - Li, в.Типтур - Li, Mo, Cu) и даже его юго-вос- точной части (Zn). Все это также необходимо учиты- вать при оценке потенциальной рудоносности различ- ных частей региона.

Выявленная для вулкани- тов Станового хребта зональность по микроэлементам во многом близка той, которая ранее была выявлена для интрузивных серий пород по простиранию того же региона и выражавшей- ся в их постепенном обогащении на северо-запад K, Rb, F, Be, Nb, Zr, Hf ([2, 3, 14], рис.4). При этом, по от- ношению к породам соответствующей кремнекислот- ности более юго-восточных частей региона кварцевые монзониты северо-западной его части максимально обогащены Ba, Sr, Sn, а лейкограниты - Li, Mo.

Здесь же весьма важно, что соответствующие по кремнеземистости интрузивные и эффузивные образо- вания как юго-восточной, так и центральной частей Становика (включая вулкани- ты в.Тогунас) в среднем имеют близкий и петрохимический (см. рис.2-3) и микроэлементный состав (см. рис.4). Наибольшие отличия в них можно отметить разве что по Li, B, W и Mo. Так,

в сравнении с соответствующими по кремнеземистости лавами, содержания Li в кварцевых диоритах и гранодиоритах обеих частей региона в 1, 5-2 раза ниже; в юго-восточной части региона концентрации Mo в гранитоидах кварцевый диорит-гранитного ряда в 2-5 раз выше; в центральной части региона содержания бора в ряду от кварцевых диоритов до гранодиоритов в 3-4 раза, а W (до лейкогранитов) - в 1, 5-3 раза ниже.

С другой стороны, если кремнекислые интрузивные образования северо-западной части Становика (см. рис.2-4) вполне близки по составу кремнекислым вулканитам региона вообще (хотя и отмечается некоторое обогащение лав бором и такими рудными элементами как Mo, W, Li, Cu, Sn), то кварцевые монзониты Чильчинского массива этой же зоны заметно отличаются от андезитов ближайшего, но несколько более к востоку расположенного вулкана Тогунас. Так, несмотря на достаточную близость данных пород по K, Rb, Be, Sn, Pb, Zn в кварцевых монзонитах проявлены в 2-3 раза более высокие содержания Ba, Sr, F, Nb, Ta, Zr, Hf и в 2-6 раз более низкие - Li, B, Mo, W.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Используя данные геохимического анализа составов магматических пород Станового хребта, рассмотрим условия их образования.

Так, выявленная близость состава соответствующих средне- и высококремнекислых плутонических и вулканических образований в той или иной зоне Станового хребта скорее всего указывает на их происхождение из одних и тех же магм. При этом, сходство по всему региону составов высококремнекислых магматических образований наряду со все более слабым увеличением средних содержаний суммы щелочей в полных рядах дифференцированных серий магматических пород от основных к кислым по мере их формирования все далее к северо-западу (вплоть до отсутствия изменения щелочности в ряду наиболее щелочных пород) противоречит образованию этих серий в результате кристаллизационной дифференциации мафических магм. Данный вывод подтверждается, учитывая состав гранитоидов, заметным преобладанием по региону именно высококремнекислых магматических пород, крайне редким проявлением среди вулканитов промежуточных разностей дацитового состава, невозможностью получения петрологическим моделированием андезитов джелиндаканской свиты из известково-щелочных базальтовых магм [18, 19]) и т.д. Кроме того, весьма маловероятно, что основная часть все более мафических магматических пород региона могла произойти в результате ассимиляции салических магмами меланократовых и обычно низкощелочных метаморфических пород (что должно приводить к уменьшению щелочности магм), хотя в некоторых зонах эндоконтактов

гранитоидных массивов данный процесс вполне мог проявляться в той или иной степени.

Таким образом, имеющиеся геохимические данные, на наш взгляд, свидетельствуют именно о смешанном происхождении промежуточных по составу магм Становика и, соответственно, самостоятельном выплавлении здесь как родоначальных салических, так и мафических магм. В этом случае, большую часть андезибазальт-дацитовых и диорит-гранодиоритовых серий региона следует рассматривать как сформированную в результате разной степени смешения повсеместно близких по составу салических, скорее всего коровых магм и, в среднем максимально изменяющихся по латерали, базитовых верхнемантийных магм. Как следует из экспериментальных данных [23], в условиях значительной конвекции процесс смешения подобных магм происходит достаточно легко и быстро. Следствием данного процесса [4, 14], скорее всего, является и широкое распространение в гранитоидных интрузиях региона близких по составу к мафическим вулканитам шпировидных включений с магматическими структурами. Судя по [4], именно внедрение гораздо более высокотемпературных мафических магм в очаги низкотемпературных и изначально весьма вязких салических магм могло быть основной причиной движения последних вверх вплоть до вулканических излияний. Учитывая проявление базальтоидов среди ранних лав, а также поздних даек, прорывающих гранитоидные интрузии региона, смешение магм происходило здесь на протяжении всего мезозойского цикла магматизма.

К этому же важно добавить, что если предполагать выплавление почти повсеместно близких по составу салических магм Становика в результате воздействия на относительно высокие уровни земной коры поднимающихся с глубин крупных масс мафических магм [14, 20], то, очевидно, оно не могло происходить за счет близковременного подъема заметно различающихся по щелочности мафических магм (т.к. это, скорее всего, привело бы к различным по составу салическим выплавкам). В этом случае наиболее логично полагать, что на ранней и главной стадии магматического процесса региона в мезозое состав мафических магм был близок по щелочности. Проявление же здесь менее щелочных мафических магм может быть связано с их выплавлением из более истощенного субстрата на более поздних этапах магмообразования региона, и они (скорее всего в силу их незначительности по объему) почти не повлияли на общий состав его салических выплавков. На наш взгляд данный процесс возможен только при мощной декомпрессии глубинных частей региона в обстановке, наиболее сопоставимой с рифтогенной. Таким образом, учитывая данные [18] о 2-х позднемезозойских циклах магматизма Становика, можно полагать, что наименее щелочные по региону базальты г.Амагалас (распеченные среди наиболее мо-

лодых гранитоидов Ираканского комплекса), должны быть моложе, чем более щелочные базальты как ближайших (хр. Талгыг, р. Бомнак и т.д.), так и более удаленных к северо-западу областей региона.

Данное заключение, с учетом явно углового расположения магматического пояса Станового хребта по отношению к Монголо-Охотскому линеamentу и т.д., находится в противоречии с нашими более ранними взглядами на происхождение вещественной зональности по магматическим образованиям (прежде всего гранитоидам) вдоль Станового хребта [2, 3, 14], которая трактовалась с позиций плитовой тектоники. С этих позиций [21, 22], общее увеличение щелочности и калиевоности гранитоидов с юга на север Становой области и далее предполагалось в связи с пододвиганием с юга (района Монголо-Охотского линеamenta) под Азиатский континент литосферной плиты, скорее всего, континентального типа.

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

Как показывает сопоставление, по петрохимическим свойствам мезозойские вулканисты Становика вполне близки четвертичным вулканистам Курильской островной дуги ([1], рис.2), мезо-кайнозойским вулканистам Малой Курильской гряды [5, 6] и активных континентальных окраин (Охотско-Чукотский пояс [18, 19] и западная окраина Северной Америки [15]), а также (см. рис.2) внутриконтинентальных рифтовых зон Восточного Забайкалья (Нерча-Ингодинская зона, [10]) и Станового хребта в его восточной части (р.Ток). Все это может указывать на близкие условия выплавления магм в данных обстановках.

Следует лишь уточнить, что отмеченные островодужные образования в ряду от базальтов до андезитов в общем случае имеют несколько повышенные содержания Al_2O_3 и CaO и несколько пониженные $-TiO_2$ и P_2O_5 , соответствующие наименее титанистым вулканистам центральной части Станового хребта и наиболее кальциевым и глиноземистым вулканистам его юго-восточной части. Последние же (прежде всего на участках г.Амагалас и, частично, - хребта Талгыг) по содержаниям суммы щелочей, K_2O и MgO , наиболее близки наименее щелочным вулканистам фронтальной зоны вулканизма Курильской островной дуги, а вулканисты других участков Становика - к таковым промежуточной и тыловой зон вулканизма Курил. При этом, близковозрастные (позднемезозойские) рифтогенные трахибазальты Нерча-Ингодинской зоны магматизма Забайкалья [10] в общем плане характеризуются лишь несколько повышенными содержаниями TiO_2 , а по концентрациям MgO близки наименее магнезиальным базальтам юго-восточной части Становика.

С другой стороны, несмотря на петрохимическую близость, по содержаниям большой группы прежде всего литофильных и летучих микроэлементов (повышенными содержаниями Ba , Sr , F , Li , Be , Sn , Pb , Nb , Ta , Zr , Hf при пониженных - V) мезозойские вулканисты Становика в максимальной степени отличаются от соответствующих по щелочности и кремнеземистости четвертичных островодужных образований ([1], таблицы 1-2, рис.4-5) и, в меньшей степени - от вулканистов активных континентальных окраин [15] и мезо-кайнозойских вулканистов Малой Курильской гряды [5, 6].

В то же время, по микроэлементному составу (см. рис.4-5) базальтоиды Становика оказались наиболее сходными с близкими по возрасту и кремнеземистости позднемезозойскими континентальными рифтогенными трахибазальтами Нерча-Ингодинской зоны Восточного Забайкалья [10], пространственно связанной на западе со Становой областью. По концентрациям MgO , Ni , Cr , V данные забайкальские базальтоиды наиболее близки наименее магнезиальным базальтам юго-восточной части Становика, а по содержанию суммы щелочей, K_2O , Al_2O_3 , Rb , F , Be , Zn и Pb - к наиболее щелочным и высококалийным базальтоидам северо-западной части того же региона.

Данное сопоставление позволяет полагать, что состав субстрата для магм Станового хребта был более обогащен литофильными редкими элементами по сравнению с субстратом для окраинно-континентальных и, особо заметно, островодужных магм, но почти аналогичным для рифтогенных внутриконтинентальных магм близлежащих территорий Забайкалья.

Но являются ли описанные базальтоиды Становика и Забайкалья продуктами истинно первичных выплавов? Ведь как известно из литературы [12], наиболее типичные рифтогенные базальты срединно-океанических хребтов, траппов и наиболее крупных внутриконтинентальных рифтов (например Африканского) в общем плане характеризуются явно более низкой кремнеземистостью ($45-49\% SiO_2$), повышенной магнезиальностью и т.д. При этом, и в пределах Курильской островной дуги [1], как во фронтальной зоне (редко), так и тыловой (наиболее часто), проявлены базальты подобной низкой кремнеземистости с максимальной магнезиальностью, которые с наибольшей долей уверенности можно относить к первичным мантийным выплавкам.

Как оказалось (см. рис.2-5, табл.1), несмотря на некоторые общие отличия по кремнеземистости и т.д., многие наименее кремнеземистые мезозойские базальты Становика (прежде всего в.Тогунас) по составу в значительной степени приближаются к типично рифтогенным кайнозойским базальтам того же региона, проявленным на относительно небольшом участке его юго-восточной части (р.Ток). Данные базальты являются минимально кремнеземистыми (SiO_2 от 43, 85 до 45, 74%), в основном низкоглиноземистыми и низкожелези-

стыми ($f=52-60\%$), а также максимально титанистыми ($TiO_2=1,82-2,43\%$), кальциевыми ($CaO=8,02-11,11\%$) и весьма высококальциевыми образованиями K-Na – серии щелочного ряда. При этом, как видно на рисунках 2-4, почти все тренды содержаний макро- и большей части микрокомпонентов в полных рядах мезозойских вулканитов центральной части Становика, особенно по концентрациям FeO^* , MgO , CaO (отчасти Al_2O_3 и TiO_2), а также Rb, Ba, Sr, B, Be, Sn, Pb, W, Ni, Cr, V, легко интерполируются прямо в область составов кайнозойских базальтов того же региона. Соответственно, кайнозойские рифтогенные базальтовые магмы Становика вполне могут рассматриваться в качестве аналогов первичных мезозойских магм этого же региона (и рифтогенных обстановок Забайкалья), а почти все изученные мезозойские базальты Становика являются лишь их продуктами эволюции. Следовательно, все изученные нами магматические образования

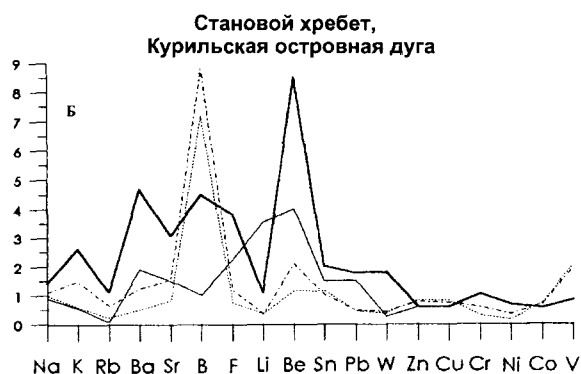
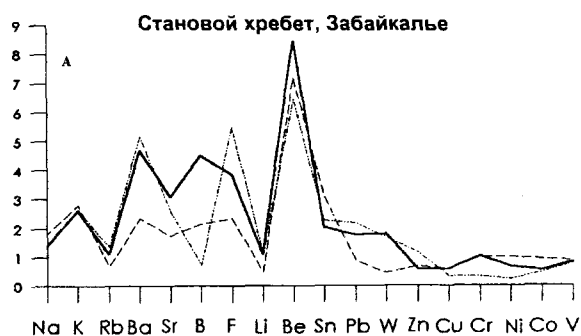
Станового хребта могут отражать проявление здесь в разное время именно рифтогенных процессов.

Таким образом, на основании изученных здесь геохимических данных можно полагать, что как в мезозойское, так и кайнозойское время магматизм Становой области повсеместно был обусловлен именно рифтогенными процессами. По мере их развития в пределах верхней мантии выплавлялись базальтоидные магмы, скорее всего, щелочного состава, которые, поднимаясь до уровней земной коры, сначала приводили к выплавлению значительных объемов салических гранитоидных магм, а затем в разной степени смешивались с ними. При этом, неоднократное возобновление магматической активности региона (особенно в пределах его юго-восточной части) приводило ко все большему истощению магмогенерирующего субстрата и, соответственно, к выплавлению базитовых магм все меньшей щелочности и т.д. Это, в свою очередь, обусловило появление здесь соответствующей латеральной зональности по составам магматических пород.

Очевидно, полученные здесь выводы и предположения требуют дальнейшего глубокого исследования и обсуждения, невозможного в рамках ограниченного объема данной статьи, что и будет проведено в ближайшее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
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. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1984.
4. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеан. геология. 1993. N 3. С. 20-32.
5. Антонов А.Ю. Геохимические типы меловых вулканитов Матакотанской свиты о. Шикотан (Малая Курильская гряда) // Тихоокеан. геология. 1993. N4. С. 58-73.
6. Антонов А.Ю. Петролого-геохимическая типизация, потенциальная рудоносность и некоторые вопросы динамики формирования мел-палеогеновых магматических образований Малой Курильской гряды // Тез. докл. к 1-му Всерос. петрографическому совещ. по теме «Магматизм и геодинамика», г. Уфа. 1995. Кн.1. С. 10-11.
7. Геология СССР, Т. XIX. М.: Недра, 1966.
8. Заблочкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. 1972. N3. С. 63-70.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. N5. С. 3-21.
10. Казимировский М.Э. Пространственно-временные и ве-



— 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6

Рис.5. Соотношение нормированных к кларку по А.П. Виноградову содержаний редких элементов в позднемезозойских базальтах Станового хребта (1-2) и Нерча-Ингодинской рифтовой зоны (3) Восточного Забайкалья по [10], кайнозойских базальтах Токинского Становика (4, среднее из 3-х проб), четвертичных базальтах фронтальной (5) и тыловой (6) зон вулканизма Курильской островной дуги [1]. 1 - толеитовые базальты юго-восточной части Станового хребта (хр.Талгыг), 2 - трахибазальты северо-западной зоны центральной части региона (в.Тогунас, среднее из 2-х наименее кремнеземистых проб).

- шественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1994. N 3. С.40-49.
11. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
 12. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
 13. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Вулкано-плутоническая ассоциация мезозойских магматических пород Станового хребта // Ежегодник-1975 Ин-та геохимии Сиб. отд. АН СССР. Иркутск. 1976. С.20-24.
 14. Кузьмин М.И. Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. N7. С. 1018-1030.
 15. Кузьмин М.И. Антипин В.С. Геохимическое сопоставление мезозойских вулканических пород Монголо-Охотского пояса (Становик, Восточное Забайкалье) с кайнозойскими вулканами Запада США // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. Материалы к 14 Тихоокеанскому научному конгрессу, Хабаровск, 1979. Владивосток. 1982. С. 87-93.
 16. Кузьмин М.И., Крылова Л.М. Мезозойские вулканические породы г. Типтур (Становой хребет) // Геохимия эндогенных процессов 1976. Иркутск, 1977, С. 66-71.
 17. Левин Ф.Д. Петрология мезозойских эффузивов Становой области и наблюдающаяся в них петрохимическая зональность // Вулканизм (эволюция, геодинамика, рудоносность): 8 Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Хабаровск, 1989. С.53-54.
 18. Левин Ф.Д. Петрология вулкано-плутонических ассоциаций Становой области: Автореф. дис... канд. геол. минерал. наук. М., 1990.
 19. Левин Ф.Д. Два типа андезитов Становой области мезозойской активизации // Вест. МГУ, сер.4. 1991. N3. С.75-82.
 20. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
 21. Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // Science. 1967. V.157. N 3790. P. 801-804.
 22. Dickinson W.R. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics // Reviews of Geophys. and Space Physics. 1970. V.8. N.4. P. 813-860.
 23. Kouchi A., Sunagawa I. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data // Contrib. Miner. and Petrol. 1985. V.89. N 1. P.17-23.
 24. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. N 4. P.321-355.
 25. Paccerrillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. V.58. N 1. P. 63-81.

Поступила в редакцию 23 июля 1996 г.

Рекомендована к печати Суховым В.И.

A. Yu. Antonov

Geochemistry of Late Mesozoic volcanic formations of the Aldan shield southern boundary (Stanovoi range)

The study of the compositions of all J₃-K₁ general volcanic rock varieties (> 250 samples) from the Stanovoi range revealed the following:

- The composition of medium- and high SiO₂-saturated volcanics within of individual parts of the region is quite similar to the corresponding plutonic formations. This indicates their formation from the same magmas.
- The majority of the high SiO₂-saturated volcanics of the Stanovoi range has a similar composition, but there is a tendency to an increase in Mg-concentrations, total alkalinity and potassium alkalinity in the more mafic volcanics, forming from south-east to north-west along the region's strike. Besides, an increase in alkalinity in the series of regional magmatic rocks from low- to high SiO₂-saturated becomes lesser to its absence in the series of the most alkaline rocks. This contradicts the presumed formation of these magmatic series as a result of crystallization differentiation of mafic magmas and allows us to suppose that their origin was conditioned by the mixing of mafic and high SiO₂-saturated magmas.
- In spite of petrochemical similarity in terms of their rare element composition, the Mesozoic Stanovoi volcanics differ in the most degree (high concentrations of Ba, Sr, F, Li, Be, Sn, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, and low B) from the corresponding, as to alkalinity and SiO₂-saturation, volcanic formations of island arcs, and to a lesser degree, from the active continental boundaries. Besides, the Mesozoic Stanovoi basalts are most similar to Mesozoic and Cenozoic basalts, respectively, of the East Zabaikalie and Stanovoi range intracontinental rifting zones, Their initial magmas, most probably, were melted out from the least depleted substratum.
- On the basis of the obtained geochemical data it may be supposed that it were the rifting processes that conditioned Stanovoi range magmatism both in Mesozoic and Cenozoic time. In the course of these processes, within the upper mantle were melted out basaltic magmas, most likely, of alkaline composition. Ascending to the Earth's crust level these magmas caused melting out of great volumes of salic granitoid magmas, and then they mixed with the latter. Besides, repeated magmatic activity in the region (especially in its south-eastern part) lead to depletion of the magma-generating substratum and, accordingly, to melting out of basitic magmas of still lesser alkalinity, etc. This stipulated corresponding lateral zoning in the magmatic rocks composition.

ГЕОФИЗИКА

УДК. 550.348

РОТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

А.В.Викулин, Г.А.Иванчин

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский*

В работе показывается, что предложенная ранее авторами ротационная модель очага сильнейшего землетрясения применима к описанию сейсмического процесса, протекающего в пределах окраины Тихого океана. Получается аналитическое выражение для энергии взаимодействия сейсмофокальных блоков друг с другом. Дается объяснение спектру скоростей миграции сейсмичности. Показывается, что известные дислокационные модели очага тектонического землетрясения являются предельным случаем ротационной модели, когда взаимодействием очагов - блоков можно пренебречь. Обсуждается применение ротационной модели к проблеме тектонического движения.

ВВЕДЕНИЕ

Анализ сейсмологического материала позволил выявить пространственные, временные и энергетические особенности сейсмического режима, на основе которых оказалось возможным построить феноменологическую волновую модель сейсмического процесса, протекающего в пределах окраины Тихого океана [2]. В рамках модели получили физическое обоснование такие сеймотектонические параметры как повторяемость сильнейших землетрясений и размер их очагов - протяженность элементарного сейсмофокального блока [3]. Тектономеханическая интерпретация феноменологической модели позволила достаточно просто объяснить геометрическую форму островных дуг и континентальных окраин Тихого океана [4]. Для этого оказалось достаточным учесть взаимосвязь, существующую между сейсмическим процессом и вращением планеты [20]. Полученные результаты показали, что сейсмический волновой процесс на планетарном масштабном уровне, как составная часть более общего тектонического движения, может быть представлен в рамках механических моделей, учитывающих эффекты вращения планеты. В рамках такого сейсмомеханического подхода удалось объяснить пространственно-временные закономерности сейсмичности в масштабе австралийского материка и показать, что они являются результатом совместного движения (вращения) Тихоокеанской и Австралийской тектонических плит [5].

Анализ пространственно-временных закономерностей сейсмичности, выполненный на разных

масштабных уровнях, показал, что австралийский материк может рассматриваться и как очаг сильнейшего землетрясения [5]. Выявленная аналогия позволила предположить, что процессы накопления и сброса напряжений в пределах каждого элементарного сейсмофокального блока - в очаге сильнейшего землетрясения, также обусловлены вращением планеты [6]. Такое предположение подтверждается как геологическими данными о повороте сейсмофокальных блоков в районе Эквадора [42] и в пределах центральной части Алеутских островов в миоцене - плиоцене [44], так и данными о взаимосвязи сейсмичности и вращения планеты [26, 29].

ПОСТАНОВКА И РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ О ПОВОРАЧИВАЮЩЕМСЯ БЛОКЕ

На возможность постановки задачи в такой плоскости, кроме приведенных выше геофизических и геологических данных, указывают также и результаты физических лабораторных экспериментов, согласно которым макрообъемы поликристаллических тел (металлов) при их нагружении (растяжении) поворачиваются на сотни и тысячи градусов [33]. Постановка механической задачи, ее аналитическое решение для макрообъема шаровой формы и обсуждение полученных решений в плане их применения к проблеме очага тектонического землетрясения подробно представлены в [6, 19, 46].

Следует отметить также работы [1, 17], в которых использовались представления о геофизической среде как континууме, состоящем из жестких упругих блоков, разделенных между собой пластическими прослойками. В такой модели нагружение среды вы-

зывает относительное проскальзывание и перекатывание блоков [17] и вращение блоков или зерен относительно друг друга и межзерновым скольжением [1].

Основная идея, позволяющая результаты лабораторных [13] и теоретических [1,17] исследований на образцах поликристаллических тел применить к реальным земным условиям, заключается в следующем. За счет внутренних источников некоторый макрообъем тела поворачивается, т. е. приобретает момент импульса M . В случае вращения тела (планеты) изменение направления момента импульса макрообъема (сейсмофокального блока) в соответствии с законами механики [24] должно компенсироваться моментом силы K : $dM/dt = K$. Поэтому в рамках механо-тектонической задачи, в связи с приведенными выше данными, будем считать, что результатом поворота сейсмофокального блока или очага готовящегося сильнейшего землетрясения (макрообъема V) является появление в окружающем блок пространстве поля упругих напряжений с соответствующим моментом силы. При этом будем полагать, что кинетическая энергия вращения макрообъема при его остановке (т. е. при землетрясении) полностью переходит в упругую энергию.

Для определения поля упругих деформаций U вокруг поворачивающегося объема V , решается уравнение упругого равновесия [24]:

$$\text{grad div } U - a \text{ rot rot } U = 0 \quad (1)$$

с нулевыми граничными условиями на бесконечности:

$$U \rightarrow 0 \text{ при } r \rightarrow \infty, \quad (2)$$

с действующей на объем V силой, равной нулю:

$$F_i = \int_S \sigma_{ij} dS_j = 0, \quad (3)$$

и с моментом силы, не зависящим от размера V :

$$K_i = \int_S n_k e_{ikl} \sigma_{lj} dS_j \neq f(R_o), \quad (4)$$

где $a = (1 - 2\nu)/(1 - \nu)$, ν - коэффициент Пуассона, \int_S - интеграл по поверхности объема с характерным размером R_o .

Решением задачи (1) - (4) для элемента V , имеющего форму шара с радиусом R_o , в сферической системе координат (r, φ, θ) с началом $r = 0$ в центре объема V , углом φ , отсчитываемым в плоскости, перпендикулярной оси поворота элемента V ($\theta = \pi/2$), в области $r \geq R_o$, являются поля смещений U и напряжений σ :

$$U_r = U_\theta = 0, U_\varphi = -3R_o^4 r^{-2} \Omega (\rho/15G)^{1/2} \sin\theta \sin\beta/2, \\ r \geq R_o, \quad (5)$$

$$\sigma_{r\varphi} = \sigma_{\varphi r} = 3/2 R_o^4 r^{-3} \Omega (\rho G/15)^{1/2} \sin\theta \sin\beta/2, \\ r \geq R_o. \quad (6)$$

Остальные компоненты тензора напряжений равны нулю.

Момент силы, который создает образующееся вокруг поворачивающегося объема V упругое поле, и его энергия определяются из соотношений [6]:

$$K = -6\pi^2 \Omega R_o^4 (\rho G/15)^{1/2} \sin\beta/2 \quad (7)$$

$$W = 16/15 \pi \rho \Omega^2 R_o^5 \sin^2\beta/2 \quad (8)$$

где ρ - плотность тела, G - модуль сдвига, Ω - угловая скорость вращения тела. Появление в соотношениях (5) - (8) множителя $\sin\beta/2$ является "геометрическим" следствием решаемой задачи. Действительно, момент поля упругих напряжений, определяемый как разность $K = K_1 - K_2$ между начальным и конечным положениями момента в неинерциальной системе координат, для очага шаровой формы не зависит от положения оси поворота ($|K_1| = |K_2|$) и потому в соответствии с теоремой косинусов составляет $K = 2|K_1| \sin\beta/2$. Здесь β - угол, на который в процессе движения повернулся шаровой макрообъем V .

Как видим, решения (5) - (8) задачи о поле упругих напряжений вокруг поворачивающегося объема V действительно определяются величиной угловой скорости, с которой вращается тело, что и объясняет название модели, данное ей авторами [6, 19, 46] - ротационная.

ТЕОРЕМА СООТВЕТСТВИЯ МОМЕНТА СИЛ ДИСЛОКАЦИИ

В последнее время достаточно убедительно было показано, что геофизическая среда с точки зрения данных очаговой сейсмологии (энергия, сбрасываемая в очаге, пропорциональна его объему), хорошо описывается в рамках так называемой блочно-иерархической модели [35]. В рамках такой модели намечается схема построения сейсмического процесса, в основу которой закладываются представления о самоподобной фрактальной структуре [36, 37]. Таким образом, сама логика построений подводит авторов такого подхода к выводу, что сейсмический процесс неустойчив во времени [37, с. 79] и потому "точный долгосрочный прогноз в принципе невозможен" [37, с. 6]. Впрочем, термин "точный долгосрочный прогноз", конечно, нуждается в дополнительном комментарии.

Отличие нашего подхода, как можно видеть, заключается в том, что в рамках ротационной модели под геофизической средой мы понимаем конкретную среду - сейсмофокальный объем, а под сейсмическим процессом - его волновую "составляющую", отвечающую особенностям пространственного, временного и энергетического распределений землетрясений. Общим же для обоих подходов - блочно-иерархического и ротационного - является неразрушение блоков при землетрясениях. В противном слу-

чае, как справедливо было замечено в [35], “земля должна была бы превратиться в песок”.

В [6] в рамках ротационной (блоковой) модели было показано существование глубокой взаимосвязи между модельными соотношениями (5)-(6) и решениями для полей смещений и напряжений, создаваемых круговой дислокацией [25]. Другими словами, выражения для тензора дислокационного момента $d_{ik} = S_i b_k$ [22, с. 160] и момента сил (7) с учетом (5) $K = GU_0 S$ эквивалентны друг другу в случае, если площадь дислокационной петли и длина вектора Бюргера равны $S_i = S = \pi R_0^2$ и $b_k = U_0$, где $U_0 = 1/2\pi U_\varphi$ - среднее в плоскости $\vartheta = \pi/2$ смещение вдоль поверхности блока ($r = R_0$).

Тем самым было показано, что аналогом сейсмического момента M_0 [22] в рамках ротационной модели является момент силы (7).

Оценки, проведенные в [6], показали хорошее соответствие между теоретическими величинами, получаемыми в рамках ротационной модели (5) - (8), и экспериментально наблюдаемыми параметрами, которые, согласно [22], являются характерными для очагов сильнейших тихоокеанских землетрясений. Действительно, положим модельные параметры равными $\rho = 3 \text{ г/см}^3$, $G = 10^{11} \text{ н/м}^2$, $\Omega = 7,3 \times 10^{-5} \text{ рад/сек}$ и $R_0 = (3/4 \times L/2 \times D/2 \times H)^{1/3} = [3/4 \times (150 - 200)/2 \times (75 - 100)/2 \times (50 - 100)]^{1/3} \text{ км} \approx 40 - 100 \text{ км}$ - радиус элементарного шарового сейсмофокального блока, по объему равновеликого среднему очагу в классе сильнейших курило-камчатских и японских землетрясений, имеющих овальную (эллиптическую) форму. Тогда любые три из четырех* параметра: смещение $U \sim 10 \text{ м}$, сброшенное напряжение $\sigma \sim 100 \text{ бар}$, сейсмический момент $M_0 \sim 10^{29} (10^{28} - 10^{30}) \text{ дин} \times \text{см}$ и выделяющаяся сейсмическая энергия $W \sim 10^{17} \text{ Дж}$, как легко можно убедиться, автоматически получаются из соотношений (5) - (8).

Таким образом, проведенные оценки показали, что применение ротационной модели к расчету параметров очага сильнейшего тихоокеанского землетрясения и сейсмологически и физически обосновано. Более того, сама возможность комплексного самосогласованного аналитического описания нескольких физических величин в рамках одной модели без использования дополнительных данных (в том числе и данных инструментальных сейсмологических наблюдений о параметрах очагов землетрясений) указывает на ее определенные преимущества перед известными дислокационными моделями очага тектонического землетрясения.

*Одно из таких значений требуется для определения величины модельного параметра $\sin\beta/2$. В настоящей работе не будем касаться обсуждения вопроса о численном значении этого параметра, что, очевидно, имеет выход на тектонические аспекты модели. Этот круг вопросов постараемся затронуть в последующих публикациях.

МОДЕЛЬ ДВУХ ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИХ ОЧАГОВ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В рамках ротационной модели находит свое естественное объяснение установленный факт взаимодействия очагов землетрясений [3], наиболее очевидно проявляющийся в их миграции [2, 7, 15, 45]. Действительно, с одной стороны, согласно модельным представлениям, возникающие вокруг сейсмофокального блока напряжения накапливаются в окружающем его пространстве, с другой - сама сейсмофокальная зона - часть литосферы, в пределах которой и реализуется сейсмический процесс, представляет собою цепочку соприкасающихся блоков - очагов сильнейших землетрясений. Поэтому в рамках ротационной модели процесс накопления напряжений в какой-либо части литосферы должен определяться движением как близко расположенного, так и соседних с ним сейсмофокальных блоков.

Для определения величины энергии взаимодействия сейсмофокальных блоков воспользуемся известной закономерностью, согласно которой упругая энергия (в рамках закона Гука) пропорциональна квадрату деформации. Тогда, записывая величину деформации какой-либо части литосферы в виде суммы деформаций, создаваемых в этой части каждым из n сейсмофокальных блоков в отдельности: $U = U_1 + U_2 + \dots + U_n$, получим выражение:

$$W = GU^2 = G(\sum U_i^2 + 2\sum\sum U_i U_j) = \sum W_i + W_{int}, \quad (9)$$

в котором второе слагаемое W_{int} и определяет величину энергии взаимодействия блоков друг с другом, W_i - собственная энергия i -го блока, определяемая соотношением (8). Соответствующее такой величине значение момента сил определяется из соотношения:

$$K_0 = \sum K_i + K_{int} = \sum K_i + 1/2 \sum\sum \partial W_{int} / \partial \theta_{ij}, \quad (10)$$

где K_i - собственный момент сил каждого из $i = 1, 2, \dots, n$ блоков, определяемый соотношением (7), K_{int} - момент сил, отвечающий за взаимодействие блоков друг с другом, θ_{ij} - угол между направлениями моментов i и j -го блоков.

Для простоты рассмотрим модель двух блоков, центры масс которых расположены на расстоянии l друг от друга. Для макрообъемов шаровой формы с равными радиусами R_0 значение энергии взаимодействия, как можно показать [6], равно:

$$W_{int} = 3/2 \pi \rho R_0^8 \Omega^2 l^{-3} \cos\theta, \quad (11)$$

где θ - угол между направлениями моментов сил полей напряжений, создаваемым вокруг каждого из макрообъемов (блоков).

Как видим, энергия взаимодействия двух блоков зависит от взаимной ориентации их моментов. Мини-максная ($\theta = 0, \pi$) величина энергии взаимодействия при численных значениях параметров ρ, Ω и R_0 , приведенных выше, и расстоянии между блока-

ми, равном их протяженности $l = 4R_0$, составляет:
 $W_{\text{мл,мм}} \sim 10^{16} - 10^{18}$ дж.

Проведенные оценки показывают, что согласно ротационной модели энергия взаимодействия двух сейсмофокальных блоков при определенных условиях может достигать величины упругой энергии, сбрасываемой при отдельно взятом сильнейшем землетрясении. Установленное совпадение значений равносильно утверждению, согласно которому между сейсмофокальными блоками с параллельно ($\theta = 0$) или антипараллельно ($\theta = \pi$) ориентированными моментами имеет место сильное взаимодействие. Такое взаимодействие, если оно реализуется в природе, должно приводить к тому, что сильнейшие землетрясения в обоих блоках должны либо происходить одновременно либо не происходить вовсе. Действительно, если в одном из таких блоков накопилась достаточная для сильнейшего землетрясения энергия, то в результате "параллельного" ($\theta = 0$) взаимодействия такой же по величине энергией должен обладать и второй сейсмофокальный блок. В случае же "антипараллельного" ($\theta = \pi$) расположения моментов блоков энергия их взаимодействия, наоборот, компенсирует энергию, накапливаемую в готовящемся очаге. Имеющиеся сейсмологические данные, как нам представляется, подтверждают такой теоретический вывод модели. Покажем это.

В сейсмологической практике известны случаи, когда в течение небольшого интервала времени практически одновременно происходят два достаточно сильных землетрясения с близко расположенными очагами - так называемые дуплеты. Сильнейшие землетрясения - дуплеты происходят достаточно редко. В пределах северо-западной окраины Тихого океана нам известны следующие такие события, отмеченные независимо друг от друга разными исследователями на основании анализа макросейсмических данных, данных о цунами и инструментальных сейсмологических наблюдений: 31.1.1605, $M = 7,9$ в районе желоба Нанкай [39]. 4.11.1952, $M = 8,5$ в районе северных Курил - южной Камчатки [8, 34] и 13.10.1963, $M = 8,0$ на южных Курилах [9]. Реконструкция сейсмического процесса позволила сделать вывод о том, что землетрясения - дуплеты, близкие тем, которые отмечены в 1605 и 1952 гг., происходили 28.10.1707, $M = 8,4$ в пределах желоба Нанкай [10] и 17.10.1737, $M = 8,4$ на северных Курилах - южной Камчатке [11]. Кроме того, в работе [11] было отмечено, что сильнейшие землетрясения - дуплеты на Камчатке, возможно, происходили и в 1790 и 1792 гг. Данные о расположении очагов сильнейших камчатских и нанкайских землетрясений по результатам работ [8, 10-12] представлены на рис. 1.

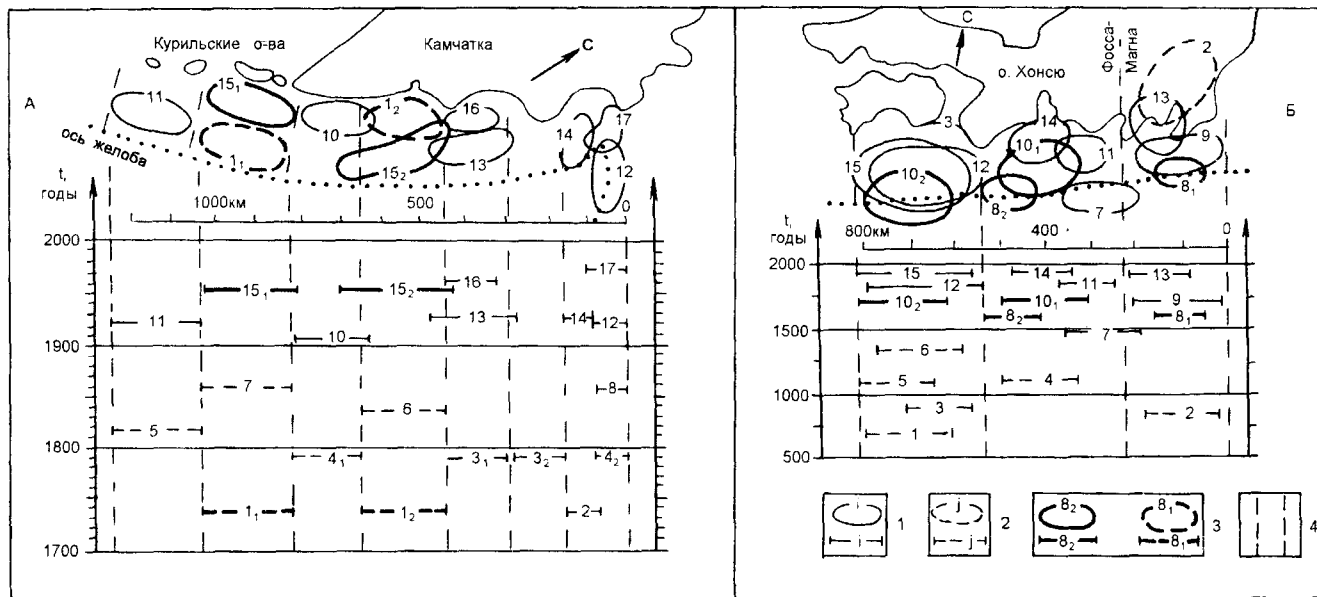


Рис. 1. Расположение очагов сильнейших землетрясений Камчатки - северных Курил в XVIII - XX вв. (а) и района желоба Нанкай в VI - XX вв. (б) [3, 6, 8].

1, 2 - уверенное и примерное положение очагов, i, j - номера землетрясений; 3 - положение очагов толчков-дуплетов; 4 - границы сейсмофокальных блоков, определенные по взаимному расположению очагов сильнейших землетрясений. Цифры обозначают следующие землетрясения, (а): 1-17.X.1737 г., $M=8,3$; 2-4.XI.1737 г., $M=7,8$; 3-2.XII.1790 г., $M=7,5$; 4-22.VIII.1792 г., $M=8,4$; 5-28.X.1820 г., $M=7,8$; 6-17.V.1841 г., $M=8,4$; 7-29.VII.1854 г., $M=7 \pm 1$; 8-22.I.1858 г., $M=7,8$; 9-23.XI.1899 г., $M=7,9$; 10-26.VI.1904 г., $M=7,7$; 11-1.V.1915 г., $M=8,3$; 12-30.I.1917 г., $M=8,1$; 13-3.II.1923 г., $M=8,5$; 14-24.II.1923 г., $M=7,7$; 15-4.XI.1952 г., $M=8,5$; 16-4.V.1959 г., $M=7,6$; 17-15.XII.1971 г., $M=7,8$; (б): 1-27.XI.684 г., $M=8,0-8,4$; 2-818 г., $M=7,9$; 3-26.VIII.887 г., $M=8,6$; 4-17.XII.1096 г., $M=8,4$; 5-21.II.1099 г., $M=8,0$; 6-3.VIII.1361 г., $M=8,4$; 7-20.IX.1498 г., $M=8,6$; 8-31.I.1605 г., $M=7,9$; 9-31.XII.1703 г., $M=8,2$; 10-28.X.1707 г., $M=8,4$; 11-23.XII.1854 г., $M=8,4$; 12-24.XII.1854 г., $M=8,4$; 13-1.IX.1923 г., $M=8,2$; 14-7.XII.1944 г., $M=8,0$; 15-21.XII.1946 г., $M=8,0$.

Приведенные данные показывают, что сильнейшие землетрясения - дуплеты редко, но все же происходят. Можно выделить два района - желоб Нанкай и северные Курилы - южная Камчатка, в каждом из которых такие события отмечены, по-видимому, как минимум дважды. При этом, как было показано в работах [2, 3, 10, 11], с точки зрения пространственно-временных закономерностей (миграция, непересечение очагов и повторяемость в одном месте) эти толчки-дуплеты являются вполне "обычными" событиями.

Из данных, представленных на рис. 1, также видно, что расстояние между очагами в дуплете примерно равно протяженности очага одного отдельно взятого толчка и составляет $\Delta L = 100 - 200$ км. По данным японских источников [39] два толчка 31.1.1605 г. произошли "практически одновременно". Анализ инструментального сейсмограммного материала показал, что при каждом из событий в 1952 и 1963 гг. толчки происходили с интервалом $\Delta t = 4 - 5$ сек [8]. При этом было отмечено, что второй толчок в каждом дуплете никак не мог быть следствием "перераспределения напряжений после первого толчка", так как скорость передачи "упругой" информации при этом должна была бы существенно превысить значение скорости продольных волн: $\Delta L / \Delta t \approx 20 - 50$ км/сек $> V_{p, \max} \approx 8 - 10$ км/сек [8].

Как видим, параметры реальных очагов толчков-дуплетов близки параметрам рассмотренной выше модели двух взаимодействующих блоков. Поэтому фактические данные по сильнейшим землетрясениям - дуплетам, на наш взгляд, подтверждают теоретический вывод ротационной модели о существовании сильного взаимодействия с положительной ($-\pi/2 < \theta < \pi/2$) энергией. На существование сильного взаимодействия с отрицательной ($\pi/2 < \theta < 3/2\pi$) энергией, по-видимому, указывают сейсмологические данные для района центральных Курил протяженностью 250 - 300 км. Действительно, в пределах этого участка сейсмофокальной зоны, заключенного между оо. Симушир и Кетой, в пределах которого не перекрываясь могли бы разместиться 3 - 5 очагов сильнейших землетрясений, в течение последних 200 - 250 лет не было отмечено ни одного такого землетрясения [32] при их средней для окраины Тихого океана повторяемости в одном месте, равной одному событию в 100 ± 50 лет [13], рис. 1.

Таким образом, сейсмологические данные и данные о цунами, полученные на материале Камчатки и Японии в течение последних нескольких сотен тысяч лет, достаточно убедительно доказали, что сильное взаимодействие между сейсмофокальными блоками - очагами сильнейших землетрясений существует и количественно может быть описано с помо-

щью модельного соотношения (10). Тем самым было показано, что ротационная модель, в принципе, позволяет рассчитывать взаимодействие сейсмофокальных блоков друг с другом.

ВОЛНЫ МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧНОСТИ

Рассмотрим сейсмический процесс протекающий в пределах всей окраины Тихого океана [14]. Для простоты будем полагать, что сейсмофокальный объем представляет собою одномерную цепочку взаимодействующих блоков, имеющих одинаковые размеры. Каждый блок будем характеризовать моментом инерции I и его объемом $V = 4/3\pi R_0^3$. Уравнение движения блока запишем в виде $I \times \partial^2 \beta / \partial t^2 = K_1 + K_2$, где K_1 - момент силы, соответствующий полю упругих напряжений, которое появляется вокруг рассматриваемого блока, независимо от его взаимодействия с другими блоками цепочки и определяется соотношением (7). K_2 - момент силы, отвечающий за взаимодействие рассматриваемого блока с другими блоками цепочки.

Величина K_2 , в соответствии с моментной теорией упругости [27], должна быть пропорциональна как упругой энергии, накопленной вокруг рассматриваемого блока $V \times \partial^2 \beta / \partial z^2$, так и упругой энергии, соответствующей всем остальным блокам цепочки. В качестве последней выбираем величину, равную средней линейной плотности упругой энергии цепочки блоков w . Здесь z - координата вдоль цепочки очагов. Таким образом, получаем $K_2 = wV \partial^2 \beta / \partial z^2$.

Окончательно уравнение движения блока с координатой z в момент времени t может быть записано в виде:

$$\partial^2 \Psi / \partial z^2 - c_0^{-2} \partial^2 \Psi / \partial t^2 = k_0^2 \sin \Psi, \quad (12)$$

где $\Psi = \beta/2$,

$$c_0^{-2} = 2/5 \rho R_0^2 \omega^{-1}, \quad k_0^2 = 9/4 \Omega R_0 \omega^{-1} (\rho G/15)^{1/2} \quad (13)$$

Полученное уравнение, к решению которого свелась задача о взаимодействующих сейсмофокальных блоках (точнее, о взаимодействующих соответствующих им полях упругих напряжений), называется уравнением Синус-Гордона (S-G) [16]. В ряду физических задач, описываемых с помощью уравнения S-G, например [18, 21, 28], параметры c_0 и k_0 , даваемые соотношениями (13), имеют смысл скорости и волнового числа соответственно.

Покажем, что закон дисперсии, соответствующий уравнению S-G при условиях (13) объясняет спектр скоростей миграции сейсмичности. Известный фактический материал по скоростям миграции сейсмичности вдоль сейсмофокальной зоны собран в работе [38] и представлен на рис. 2. Анализ, проведенный в этой работе, показал, что спектры скоростей миграции сейсмичности удовлетворяют следую-

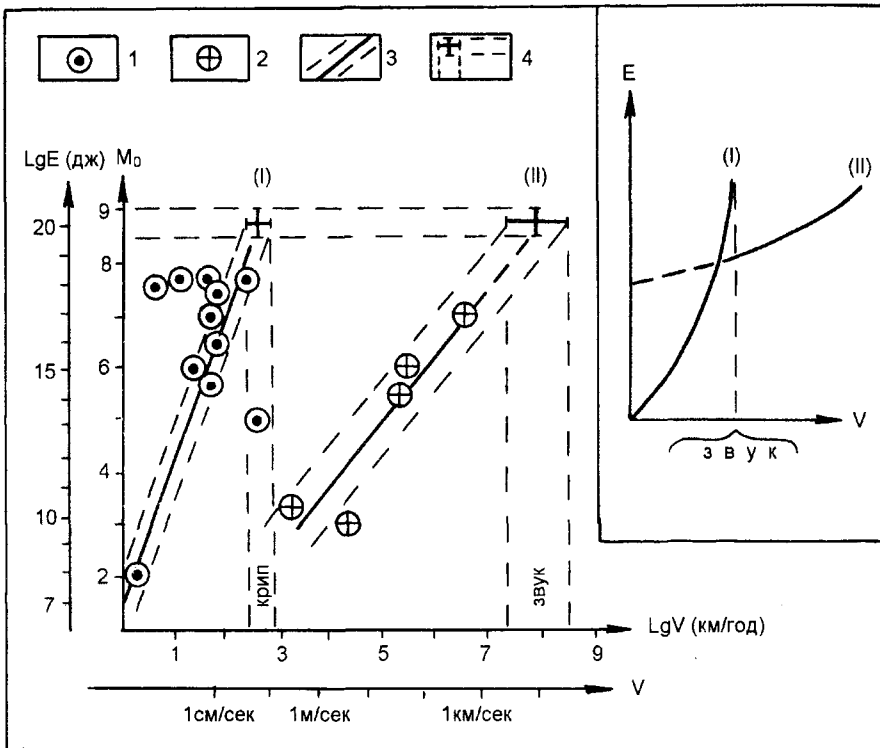


Рис. 2. Значения скоростей продольной миграции сейсмичности в пределах окраины Тихого океана [2, 3, 7, 13, 29, 43].

1, 2 - значения скоростей миграции основных толчков и афтершоков соответственно; 3 - зависимости LgV для основных толчков (I) и афтершоков (II) как функции наименьшей магнитуды M_0 в выборке событий; 4 - "полосы предельных" значений магнитуд и скоростей миграции. На врезке представлены солитонное (I) и экситонное (II) решения уравнения S-G согласно работы [15]. Сопоставление солитонной и экситонной ветвей решений уравнения S-G с решениями, полученными в рамках ротационной модели, проводится в работе [7].

щим двум зависимостям: $E \approx V_1^5$, $V_1 < c_0$ и $E \approx V_2^2$, $V_2 > c_0$. Эти соотношения соответствуют локализованным (солитонам) и нелокализованным (экситонам) решениям уравнения S-G [18] и на рис. 2 обозначены римскими цифрами I и II соответственно.

В рамках ротационной модели становится понятным, почему волны миграции афтершоков выделены только в очагах таких сильнейших землетрясений, которые имеют большую (около 1000 км) протяженность, то есть представлены совокупностями нескольких субочагов [7]. Действительно, скорость нелокализованных волн с их длиной связана характерным для S-G уравнения дисперсионным соотношением $V^2 = c_0^2(1 + \lambda^2/\lambda_0^2)$, где λ и λ_0 - длины волн, распространяющиеся со скоростями V и c_0 соответственно [21]. Тогда длина волн миграции афтершоков $\lambda = \lambda_0(V^2/c_0^2 - 1)^{1/2} \approx \lambda_0 V/c_0$ должна существенно превышать протяженность "элементарного" сейсмофокального блока или очага сильнейшего землетрясения $\lambda_0 \approx 2R_0$, так как в соответствии с данными, представленными на рис. 2, $V \gg c_0$.

Тем самым было показано, что уравнение (12), полученное в рамках ротационной модели, отражает волновые свойства сейсмического процесса, которые и определяют его природу. Поэтому применение модельного уравнения (12) к описанию закономерностей сейсмичности тихоокеанской сейсмофокальной зоны физически оправдано. Отметим, что в рамках такого подхода модельные параметры скорости кри-

пового движения c_0 и обратного размера "элементарного" сейсмофокального блока k_0 , даваемые соотношениями (13), должны рассматриваться как константы среды, в которой реализуется сейсмотектонический процесс.

ЦЕПОЧКА ТИХООКЕАНСКИХ СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ БЛОКОВ

В рамках модельного уравнения (12) получает свое естественное объяснение и блоковое строение сейсмотектонического процесса. Существование пространственной структуры (или квазичастиц) является тривиальным следствием его инвариантности относительно преобразования Лоренца [38]. В случае нашей задачи прообразом такой частицы является сейсмофокальный тектонический блок или очаг сильнейшего землетрясения, поворачивающийся в условиях вращающейся планеты.

Большой материал, полученный различными исследователями, показывает, что очаги сильнейших землетрясений в пределах всей окраины Тихого океана в пространстве-времени группируются в миграционные цепочки [7, 10, 12, 13, 22, 45]. Поэтому следствием ротационной модели является также и вывод, согласно которому движение сейсмофокальных блоков должно происходить под действием упругого поля, описываемого уравнением (12) с характерными параметрами (13) и подчиняющегося "законам сохранения" (9) и (10).

Таким образом, данные по миграции очагов сильнейших землетрясений указывают на существование дальнего действия, описываемого с помощью некоего "самосогласованного" поля, образовавшегося вокруг взаимодействующих блоков, слагающих сейсмоактивную окраину Тихого океана. Такое поле, как следует из (9) и (10), характеризуется энергией и моментом, который имеет дипольную природу. При этом представляется, что выражение для энергии и момента, отвечающие взаимодействию какого-либо блока со всеми остальными блоками сейсмофокальной цепочки, могут быть получены из (10) и (11) путем замены l на l_* , где l_* - расстояние между центром рассматриваемого блока и точкой приложения момента, соответствующего сумме моментов всех остальных блоков цепочки.

Проведем сравнение ротационной модели с известными дислокационными моделями, в основе которых заложены представления о магистральном плоском разрыве, образующемся внутри очага тектонического землетрясения [19, 30, 41]. Для этого воспользуемся полученным в рамках дислокационных моделей теоретическим соотношением между основными параметрами очага землетрясения [22, 23]:

$$E/M_0 = \sigma/2G \quad (14)$$

Важным здесь является то обстоятельство, что это соотношение можно считать и в известном смысле экспериментально подтвержденным [22]. В рамках ротационной модели, в которой сбрасываемая при землетрясении энергия $E \equiv W$ и сейсмический момент $M_0 \equiv K_0$ определяются из соотношений (9) и (10), равенство (14) переписывается в виде:

$$\frac{W}{K_0} = \frac{32/45 \sin^2(\beta/2) + L_1 \cos \theta}{L_2 \sin(\beta/2) + L_1 \sin \theta} = \frac{\sigma}{2G} \quad (15)$$

где безразмерные параметры равны $L_1 = (R_0/l_*)^3$, $L_2 = 4\pi R_0^{-1} R_0^{-1} (G/15\rho)^{1/2}$. Можно видеть, что в случае отсутствия взаимодействия между блоками ($W_{int} = 0$, $K_{int} = 0$ или $l_* \rightarrow \infty$, $L_1 = 0$) равенство (15) переходит в (14), в котором энергия и момент силы (сейсмический момент) определяются из соотношений (8) и (7), а величина сбрасываемых напряжений с точностью до коэффициента ~ 1 равна той же величине, определяемой из (6) для тонкой полосы сферической формы, протягивающейся в среде вдоль $\nu \approx \pi/2$ ($\pi/4 - 3/4\pi$) по поверхности блока $r = R_0$. В общем виде, как видно из (15), величина сбрасываемых при сильнейшем землетрясении напряжений $\sigma(\beta, \theta)$ определяется как процессом подготовки самого блока (т. е. величиной угла его поворота β), так и его взаимодействием с другими блоками (т. е. ориентацией его момента относительно моментов других блоков, количественно определяемой величиной угла θ).

Таким образом, проведенное сравнение показало, что ротационная модель является более общей. При этом, дислокационные модели являются частным случаем ротационной, когда взаимодействием между очагами-блоками можно пренебречь. В этом предельном случае одновременно оба подхода - и ротационный и дислокационный - одинаково хорошо описывают поля смещений и напряжений вдали от очага. В рамках дислокационных моделей описать взаимодействие сейсмофокальных блоков - очагов сильнейших землетрясений и тем более сильное взаимодействие между ними, по-видимому, невозможно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе было показано, что предложенная ранее авторами ротационная модель очага тектонического сильнейшего землетрясения применима и для описания сейсмического процесса, протекающего в пределах окраины Тихого океана. Это стало возможным вследствие того, что в основе ротационной модели заложены такие представления, которые позволяют аналитически описывать взаимодействие сейсмофокальных блоков - очагов сильнейших землетрясений друг с другом.

Проведенный в [7] анализ и данные, представленные выше, подтверждают результаты работ [31, 36, 43], согласно которым процесс миграции сейсмичности, как и волны деформации, имеет тектоническую природу. Это позволяет ротационную модель применять в том числе и к исследованию закономерностей тектонического развития окраины Тихого океана.

География нашей планеты обнаруживает удивительные закономерности, связанные с существованием пространственной симметрии рельефа ее поверхности. Действительно, согласно данным, представленным в [40], почти все континенты противоположны океанам и располагаются в углах тетраэдра. При этом пространственное распределение континентов и океанов в соответствии с гипсометрической кривой имеет два максимума, отвечающие поверхностям материков и океаническому дну. И, наконец, примечательной особенностью многих горных хребтов и цепочек островов на нашей планете является их дугообразная форма. Центры дуг образуют два больших пояса, из которых один опоясывает Тихий океан, а другой проходит через Альпийскую и Гималайскую системы до Океании. Эти пояса следуют вдоль двух больших окружностей, пересекаясь под прямым углом. Как видим, современная тектоническая активность Земли концентрируется в достаточно узких поясах, образующих планетарные по масштабу системы. Имеющиеся данные [40] позволяют предположить, что подобными особенностями обладали и более древние орогенические системы.

Таким образом, тектонические процессы на нашей планете в течение достаточно продолжительного в геологическом смысле отрезка времени происходят в соответствии с закономерностями, которые удовлетворяют определенным свойствам симметрии пространства и времени. Видимо, именно эти свойства пространства и времени - их однородность и изотропия, согласно [24], и обуславливают выполнение в геофизических процессах фундаментальных законов сохранения энергии и импульса, которые в рамках ротационной модели описываются соотношениями (9) и (10).

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. О возможности формирования уединенных сейсмических волн в зернистых геоматериалах//Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1996. № 2. С.31-35.
2. Викулин А.В. Особенности распределения землетрясений северо-западной части Тихого океана:Препринт. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО АН СССР, 1987. 54 с.
3. Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса// Докл. АН СССР. 1990. Т.310, N4. С.821-824.
4. Викулин А.В. Сейсмичность и вращение Земли. // Вычислительные технологии. Т.1, N3. Новосибирск: ИВТ СО РАН. 1992. С. 124-130.
5. Викулин А.В. О природе австралийских землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 1994. N2. С. 99-108. V.A.Vikulin. On the Origin of Australian Earthquakes// Volc.Seis.16(2).1994, P. 195-204.
6. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Ротационная модель сейсмического процесса:Препринт N2. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 1996. 41 с.
7. Викулин А.В. Миграция сейсмичности, тектонические волны и собственные колебания планеты:Препринт N4.Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 1997. 19 с.
8. Викулин А.В., Чернобай И.П. О некоторых особенностях двух сильнейших курило-камчатских землетрясений// Физические поля и свойства горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 44-59.
9. Викулин А.В., Чернобай И.П. Механизм очага Урупского (1963 г.) и Большого Камчатского (1952 г.) землетрясений//Динамические процессы в дискретных геофизических системах. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 58-66.
10. А.В.Викулин, С.А.Викулина. Закономерности размещения очаговых областей сильнейших землетрясений в районе желоба Нанкай:Препринт N5. Петропавловск-Камчатский: КГС ИФЗ АН СССР, 1989. 44 с.
11. Викулин А.В. Миграция очагов сильнейших камчатских и северо-курильских землетрясений и их повторяемость// Вулканология и сейсмология. 1992. N1. С. 46-61. A.V.Vikulin. Migration and recurrence of great earthquakes in Kamchatka and the Northern Kurils. // Volc. Seis. 14(1), 1993. P.48-63.
12. Викулин А.В., Гусяков В.К., Титов В.В. О природе максимального цунами//Вычислительные технологии. Т.1, N3. Новосибирск: ИВТ СО РАН, 1992. С. 131-134.
- 13.Викулин А.В. Южно-Курильское землетрясение 4 октября 1994 г. как предвестник сильнейшего землетрясения на юге Камчатки// Вулканология и сейсмология. N5. 1996. С. 106-112.
- 14.Викулин А.В., Иванчин А.Г. Модель сейсмического процесса//Вычислительные технологии. 1997. № 2. С.20-25.
- 15.Вилькович .Е.В., Шнирман М.Г. Волны миграции эпицентров (примеры и модели)// Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука. 1982. Вып. 14.С. 27-37.
- 16.Владимиров В.С. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1988. 248 с.
- 17.Гарагаш И.А. Микродеформации предварительно напряженной дискретной геофизической среды// Докл. АН 1996. Т.347, №1. С.95-98.
- 18.Давыдов А.С. Солитоны в квазиодномерных молекулярных структурах// Успехи физ.наук. 1982. Т.138, вып. 4. С. 603-643.
- 19.Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 190 с.
- 20.Жуков Л.В., Остапенко О.Е. Связь сейсмической активности с неравномерностью вращения Земли за период с IX.1955 г. по XII.1963 г. Л.: Пед. ин-т им. Герцена, 1979. 18 с. (Рукопись депонирована в ВИНТИ. N859-80. Деп.)
- 21.Иванчин А.Г., Викулин А.В. Ротационная модель сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана// Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск, 1994. С. 49-50.
- 22.Изюмов Ю.А. Солитоны в квазиодномерных магнетиках и их исследование с помощью рассеяния нейтронов // Успехи физ.наук. 1988. Т.155, вып. 4. С.553-592.
- 23.Казахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 С.
- 24.Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- 25.Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука, 1965. 204 с.
- 26.Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика. М.: Наука, 1973. 208 с.
- 27.Линьков Е.М. Сейсмические явления. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1987. 248 с.
- 28.Лихачев В.А., Волков А.Е., Шубегов В.Е. Континуальная теория дефектов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1986. 232 с.
29. Солитоны в действии/Лонгрен К, Скотт Э. (ред). М.: Мир, 1981. 312 с.
- 30.Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М. : Изд-во Мир, 1964. 384 с.
- 31.Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений// Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 6-29.
- 32.Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение тектонических волн вдоль глубинных разломов// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. N10. С. 3-13.

33. Новый каталог сильнейших землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. /Ред. Н.В.Кондорская, Н.В.Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.
34. Панин В.Е., Гиряев Ю.В., Лихачев В.А. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука, 1984. 229 с.
35. Попов Г.И. Об условиях образования цунами// Бюл. Совета по сейсмологии. Проблемы цунами. 1961. С. 7-22.
36. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
37. Дискретные свойства геофизической среды/Садовский М.А. (ред.) М.: Наука, 1989. 175 с.
38. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
39. Скотт С., Чжу Ф., Макфлин Д. Солитон - новое понятие в прикладных науках// ТИИЭР. 1973. Т.61. С. 79-123. Alwyn C.Scott, F.Y.F.Chu, David W.McLaughlin. The soliton : a new concept in applied science// IEEE J. V.61, N10. October 1973. P.1443-1483.
40. Соловьев С.Л., Го Ч. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 312 с.
41. Шейдеггер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с. A.E.Scheidegger. Principles of Geodynamics. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg New York. 1982.
42. Anderson D.L., Whitcomb J.H. The dilatancy - diffusion model of earthquake prediction//Proc. Conf. of Tectonic Problems of the Andreas fault system. Stanf.Univ.Publ. 1973. XIII. P. 111.
43. Daly M.C. Correlation between Nazca-Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador// Tectonics. 1989. V.8. N4. P. 769-790.
44. Elsasser W.M. Convection and stress propagation in the mantle// Application of modern physics to the Earth and Planetary interiors. Ed. Runcorn S.K.N.Y.: Wiley Interscience. 1969. P. 223-246.
45. Geist E.L., Childs J.R., Scholl D.W. The origin of summit basins of the Aleutian ridge: implications for block rotation of an arc massif//Tectonics. 1988. V.7. N2. P. 327-341.
46. Mogi K. Migration of seismic activity//Bulletin of Earthquake Research Institute. V.46. 1968. P. 53-74.
47. Vikulin A.V., Ivanchin A.G. A model of inertial earthquake's source/ L.P.Zonenshain memorial conference on plate tectonics : IO PAS, GEOMAR. Moscow. November 17-20. 1993. Kiel. Germany. P. 12.

Поступила в редакцию 24 апреля 1997 г.

Рекомендована к печати Мальшиевым Ю.Ф.

A.V. Vikulin, A.G. Ivanchin

The rotational model of the seismic process

The paper shows that the author's rotational model for the source of the largest earthquake can be applied to the description of the Pacific seismic process. The analytical expression for the energy of focal block interaction has been obtained. An explanation is presented for the spectra of velocities of seismicity migration. It is also shown that the known dislocation models for the source of a tectonic earthquake are an extreme situation for the rotational model when the interaction of the blocks-sources can be neglected. The employment of the rotational model for the purpose of studying tectonic movement is also suggested.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОЛН В ТРЕЩИНОВАТОЙ СРЕДЕ: ТЕОРИЯ И ЭКСПЕРИМЕНТ

М.Н.Лулева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

В работе проводится анализ распространения упругих объемных волн в изотропной среде с протяженными параллельными трещинами при сжимающей нагрузке в полосе 1-24 МПа и для различного материала, заполняющего трещины. Проведено сопоставление теории распространения упругих волн для модели тонкослойной среды с жестким контактом с ультразвуковыми экспериментальными данными. На основе экспериментальных данных рассчитаны поверхности рефракции, лучевая и фазовая скорости, поляризация объемных волн, а также продольный и поперечный импедансы, отражающие сопротивление слоев на сдвиг. Показано, что максимальной степени анизотропии волновых скоростей соответствует максимальное отношение продольного и поперечного импедансов, при равенстве импедансов свойства среды близки к изотропии. При введении жидкого наполнителя волновые свойства значительно изменяются. Оценен коэффициент затухания упругих волн для трещиноватой среды с вязким наполнителем.

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы под действием существующего или существовавшего в земной коре поля напряжений испытывают необратимые деформации, теряют прочность, растрескиваются. Характер распределения трещин в среде, их размеры и ориентация определяются термодинамическими условиями и величиной и направлением главных осей напряжения в среде. Знание структуры трещиноватой среды и характера изменения ее характеристик во времени является ключом для оценки напряженного состояния среды. С трещиноватыми средами тесно связаны вопросы аккумуляции, миграции газо-флюидного материала в земной коре. Поэтому изучение трещиноватых сред является актуальным для широкого класса исследований в сейсмологии, сейсморазведке, строительстве и т.д.

По характеру распространения сейсмических волн трещиноватые среды описываются как анизотропные. Основным подходом к вычислению характеристик упругих волн в анизотропных средах является разработка моделей среды, отражающих физическую сущность анизотропии, и методов расчета их эффективных параметров. К настоящему времени разработан ряд моделей для описания трещиноватых сред, в которых среда составлена из изотропных элементов [например, 1, 4-7]. Широкий класс трещиноватых сред описывается в рамках трансверсально-изотропных сред, когда трещины образуются в изотропной среде и их раскрытость преобладает в некоторых параллельных плоскостях.

В настоящей работе проводится анализ особенностей распространения упругих объемных волн в изотропной среде с протяженными параллельными

трещинами при различной сжимающей нагрузке и материала, заполняющего трещины. В основу положено сопоставление теоретического описания среды через жесткий контакт соединения тонких изотропных слоев [1, 6] с экспериментальными лабораторными данными, полученными в работах [2, 6].

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ ТРЕЩИНОВАТОЙ СРЕДЫ

В пространстве $\Omega(x,y,z)$ рассмотрим модель среды, составленной из набора однородных изотропных слоев жестко связанных друг с другом и ориентированных в плоскости (x,y) . В данной среде существует ось симметрии бесконечного порядка вдоль вертикальной оси z и все направления, перпендикулярные оси, являются равноправными. Данная среда принадлежит к классу трансверсально-изотропных сред, характеризующихся 5-ю независимыми упругими параметрами. Тензор упругих параметров среды описывается следующим образом:

$$C = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix} \quad (1)$$

Для описания модели трещиноватых сред подобного типа предложена эквивалентная модель среды с определением эффективных параметров среды через упругие параметры изотропных слоев λ и μ продольный и поперечный импедансы трещин Z_p, Z_s [1] или коэффициенты податливости [6]). Предполагается, что толщина слоев h и контактных прослоек (трещин) δ много меньше длины волны. Ус-

ловия нежесткого контакта слоев на границе описываются в виде:

$$\sigma_n = Z_P d_n, \quad \sigma_t = Z_S d_t, \quad (2)$$

где d_n, d_t - относительные смещения двух соприкасающихся слоев в направлениях нормальном или касательном к границе, соответственно; σ_n, σ_t - нормальная, касательная составляющие тензора напряжений. Импедансы Z_P, Z_S определяют сопротивление слоев при смещении в нормальном и касательном направлениях к границе. Параметры Z_P, Z_S являются экспериментальными и играют ту же роль, что и при прохождении упругих волн через трещину [1, 3, 8, 9].

В данной модели под действием касательных и нормальных напряжений деформации элемента среды будут складываться из деформации внутри слоев и относительных смещений соприкасающихся слоев. На основе закона Гука, определяющего связь напряжений и деформаций, эффективные параметры упругости трещиноватой среды определяются согласно [1] как:

$$\begin{aligned} c_{11}^* &= \lambda \frac{1 + \frac{2\mu}{hZ_P}}{1 + \frac{\lambda + 2\mu}{hZ_P}} + 2\mu, \quad c_{12}^* = c_{11}^* - 2\mu, \quad c_{13}^* = \lambda \frac{1}{1 + \frac{\lambda + 2\mu}{hZ_P}}, \\ c_{33}^* &= (\lambda + 2\mu) \frac{1}{1 + \frac{\lambda + 2\mu}{hZ_P}}, \quad c_{44}^* = \mu \frac{1}{1 + \frac{\mu}{hZ_S}}, \quad c_{66}^* = \mu \end{aligned} \quad (3)$$

В зависимости от материала, заполняющего пространство между изотропными слоями, и геометрии поверхности контактирующих слоев импедансы трещин могут иметь различную зависимость от физических свойств материала и частотных характеристик сигнала. В простейшем общем виде для стационарных колебаний импедансы трещин могут быть записаны как [8]:

$$Z_P = k_n - \frac{i\xi_n}{\omega}, \quad Z_S = k_t - \frac{i\xi_t}{\omega}, \quad i = \sqrt{-1}, \quad (4)$$

где параметры ξ_n и ξ_t ответственны за вязкое скольжение контактирующих участков в нормальном и касательном направлениях, параметры k_n, k_t соответственно, отвечают за упругие, невязкие свойства вмещающего материала, ω - круговая частота. Согласно (4) импедансы трещины Z_P, Z_S в общем виде являются комплексными величинами, и определяемые эффективные упругие модули среды в (3) будут также комплексными $c_{ij}^* = c_{ij}^R + ic_{ij}^I$. С физической точки зрения вещественная часть c_{ij}^R определяет основные характеристики распространения волн (фазовая и лучевая скорость, поляризация), а мнимая часть матрицы c_{ij}^I ответственна за диссипацию энер-

гии упругой волны, выражающуюся в коэффициенте затухания:

$$\alpha_r = \frac{\omega R_r \text{Im} v_r}{|v_r|^2}, \quad (5)$$

где R_r - расстояние, r - тип волны (qP, qS_1, qS_2), а v_r - r -ое собственное значение уравнения разрешимости Кристоффеля, вещественная часть которого определяет фазовую скорость волны соответствующего типа.

Если трещины заполнены веществом с высоким коэффициентом вязкости η , а контактирующие поверхности слоев достаточно гладкие, то импедансы трещин и эффективные упругие параметры могут быть определены как:

$$Z_P \rightarrow \infty, \quad Z_S \rightarrow \frac{i\omega\eta}{\delta}, \quad (6)$$

$$\begin{aligned} c_{11}^* &\rightarrow \lambda + 2\mu, \quad c_{13}^* \rightarrow \lambda, \quad c_{33}^* \rightarrow (\lambda + 2\mu), \\ c_{44}^* &= \frac{\mu}{1 + \frac{\mu^2 \delta^2}{(h\omega\eta)^2}} - \frac{i\omega h\eta / \delta}{1 + \frac{(h\omega\eta)^2}{\mu^2 \delta^2}}, \quad c_{66}^* = \mu. \end{aligned} \quad (7)$$

Описание эффективных упругих параметров сводится к четырем неизвестным параметрам среды λ, μ, hZ_P, hZ_S . Преимущество описания эффективной модели трещиноватой среды через параметры нежесткости контакта по сравнению с (1) заключается в том, что количество неизвестных параметров уменьшается до 4, и все неизвестные параметры имеют определенный физический смысл, что дает возможность прогноза и моделирования различных вариантов трещиноватых сред.

АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ЛАБОРАТОРНЫХ ДАННЫХ

Анализ распространения упругих объемных волн в трещиноватой среде проведен по данным ультразвукового моделирования, представленным в работах Л.Д.Гика, Б.А.Боброва [2] (модель-М1) и С.Л. Hsu, М. Schoenberg [6] (модель-М2). В обеих работах среда моделировалась набором пластин плексигласа с близкими физическими параметрами и зондирующей частотой излучения волн (Таблица 1). Данные модели дополняют друг друга, поскольку эксперимент проводился при различных значениях сжимающего давления, перпендикулярного плоскости пластин. Эксперимент проводился для двух типов контакта между пластинами. В первом варианте контакт был сухой, с воздушным заполнением трещин, а во втором варианте пространство между трещинами заполнялось нефтепродуктами [2] или медом с $\eta \approx 700$ Пуаз [6]. В данных работах по измеренным кинема-

Таблица 1. Физические параметры моделей M1 [2] и M2 [6].

N	V _p м/с	V _s м/с	ρ г/см ³	h мм	δ мкм	f КГц
M1	2700	1300	1.2	≈1	≈1	50 - 300
M2	2725	1368	1.18	0.7	10	150

Таблица 2. Модули упругости трещиноватой среды для сухого и нефтенасыщенного (*) контактов при различной величине сжимающего давления (по данным [2, 6]).

Давление МПа	c ₁₁ [*] / ρ 10 ⁶ (м/с) ²	c ₃₃ [*] / ρ 10 ⁶ (м/с) ²	c ₄₄ [*] / ρ 10 ⁶ (м/с) ²	c ₆₆ [*] / ρ 10 ⁶ (м/с) ²	c ₁₃ [*] / ρ (м/с) ² · 10 ⁶
1 (M1)	6.101	-	0.504	1.588	-
2 (M1)	6.350	-	0.81	1.588	-
4 (M1)	6.451	-	1.0	1.588	-
4 (M1) *	7.563	-	1.392	1.823	-
6 (M2)	6.566	4.494	1.513	1.858	2.209
12 (M2)	6.970	5.476	1.664	1.858	2.656
18 (M2)	7.076	5.954	1.742	1.860	2.868
24 (M2)	7.129	6.150	1.769	1.863	3.024

тическим параметрам проходящих волн проведен расчет эффективных модулей упругости трещиноватой среды в зависимости от давления (Таблица 2).

По экспериментальным модулям упругости для сухого контакта, исходя из выражений (3), были рассчитаны значения продольного и поперечного импедансов при различных давлениях (Таблица 3). Предполагая, что мнимая часть импедансов при сухом контакте дает незначительный вклад, импедансы трещины определяются как

$$Z_p = \frac{1}{h} \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda/c_{13}^* - 1} = \frac{1}{h} \frac{\lambda + 2\mu}{(\lambda + 2\mu)/c_{33}^* - 1} = \frac{1}{h} \frac{2\lambda\mu - (c_{11}^* - 2\mu)(\lambda + 2\mu)}{c_{11}^* - \lambda - 2\mu} \quad (8)$$

$$Z_s = \frac{1}{h} \frac{\mu}{\mu/c_{44}^* - 1}, \quad \mu = c_{66}^* = V_s^2 \rho, \quad \lambda = \rho \cdot (V_p^2 - 2V_s^2).$$

На основе полученных значений импедансов были рассчитаны недостающие эффективные модули упругости для модели M1 и построены поверхности рефракции, лучевой скорости, графики фазовой скорости и угла отклонения поляризации объемных волн для различных сжимающих давлений. На рисунках 1, 2 представлены волновые характеристики в плоскости перпендикулярной слоистости. Наиболее значительные изменения волновых характеристик наблюдаются при минимальном сжимающем давлении. На графиках рефракции фазовой скорости наблюдаются пересечения квази-поперечных волн, а лучевые поверхности осложнены петлями квази-поперечной волны qS₂. Размеры петель лучевой поверхности (области фокусирования энергии) связаны со степенью изменения фазовой скорости по направлениям. При давлении 1 МПа вариации фазовой скорости по направлениям всех трех волн достигают примерно 0.5-0.7 км/с. Максимальная разность в величине фазовой скорости поперечных волн qS₁ и qS₂ достигает 0.6 км/с в направлениях вдоль пластин (90°), что соответствует почти 50% фазовой скорости

Таблица 3. Продольный и поперечный импедансы трещиноватой среды при сухом контакте, рассчитанные из данных ультразвукового моделирования [2, 6].

Давление МПа	Z _p 10 ¹² (н/м ³)	Z _s 10 ¹² (н/м ³)	Z _p /Z _s
1 (M1)	6.68	0.86	7.75
2 (M1)	10.78	1.86	5.77
4 (M1)	13.13	2.94	4.47
6 (M2)	19.18	13.31	1.41
12 (M2)	32.38	25.31	1.28
18 (M2)	44.05	42.45	1.04
24 (M2)	57.45	54.48	1.05

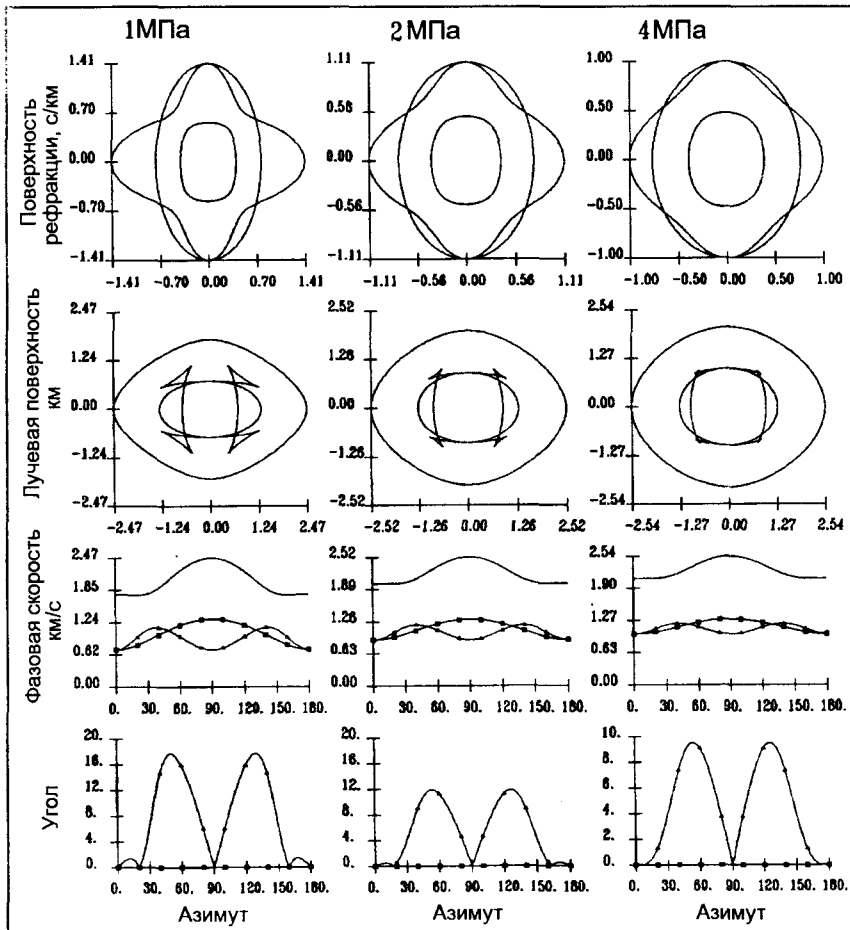


Рис. 1. Поведение поверхности рефракции, лучевой поверхности, фазовой скорости и углов отклонения трех объемных волн, распространяющихся в трещиноватой среде в плоскости, перпендикулярной слоистости, для различного сжимающего давления при сухом контакте (модель M1 [2]). Угол отклонения характеризует отклонение поляризации волн (qP , qS_1 , qS_2) от направлений чистой поляризации P , SH , SV . Сплошная линия, квадратики и треугольники маркируют кривые волн qP , qS_1 , qS_2 , соответственно.

волны qS_1 . При давлении 4 МПа максимальная разность в скоростях поперечных волн уменьшается до 0.3 км/с. Волна qS_1 в плоскости перпендикулярной напластованию имеет чистую поляризацию SH типа и распространяется значительно быстрее в направлениях близким к горизонтали, чем волна qS_2 , скорость которой больше в вертикальных направлениях. Векторы поляризации волн qP и qS_2 синхронно отклоняются от векторов поляризации чистых P и SV волн в пределах 16° при давлении 1 МПа. С увеличением давления отклонения поляризации уменьшаются, приближаясь к 4° при 24 МПа. Начиная с давления 6 МПа свойства среды выравниваются, приближаясь к изотропии. Сглаживаются колебания фазовой скорости по направлению, выравниваются фазовые скорости квази-поперечных волн.

Сопоставление значений рассчитанных импедансов трещин с поведением упругих волн отражает некоторую закономерность. При увеличении давления значения импедансов, т.е. сопротивление среды на сдвиг, увеличивается, а отношение значений продольного и поперечных импедансов уменьшается до единицы. Максимальной степени анизотропии среды соответствует максимальное значение отношения импедансов. Необходимо отметить, что увеличение

значения поперечного импеданса с ростом давления происходит значительно быстрее. При увеличении давления от 1 до 24 МПа продольный импеданс увеличился в 8.6 раз, а поперечный импеданс - в 63 раза и сравнялся со значением продольного импеданса.

При введении вязкого наполнителя в трещинное пространство волновые характеристики значительно изменяются. В работе [6] проводились эксперименты с постепенным заполнением трещинного пространства медом. Проведено исследование на трех моделях. В первой модели каждая четвертая трещина была заполнена медом (25% заполнения), во второй модели каждая вторая трещина была заполнена (50%) и в третьей модели все трещины были заполнены медом. Необходимо отметить, что физические параметры меда близки к параметрам матрицы модели - плексигласу ($\rho=1.43$ г/см³, $V=2.1$ км/с). К сожалению, в работе для данных моделей не приводятся значения модулей упругости и не проводился анализ коэффициентов затухания, а представлены только графики нормализованных коэффициентов податливости трещины E_N , E_T , являющихся обратными аналогами импедансов трещины ($E_N \approx (\lambda + 2\mu) / \bar{Z}_P$, $E_T \approx \mu / \bar{Z}_S$). Тем не менее, оценки показывают, что при неполном заполнении модели ме-

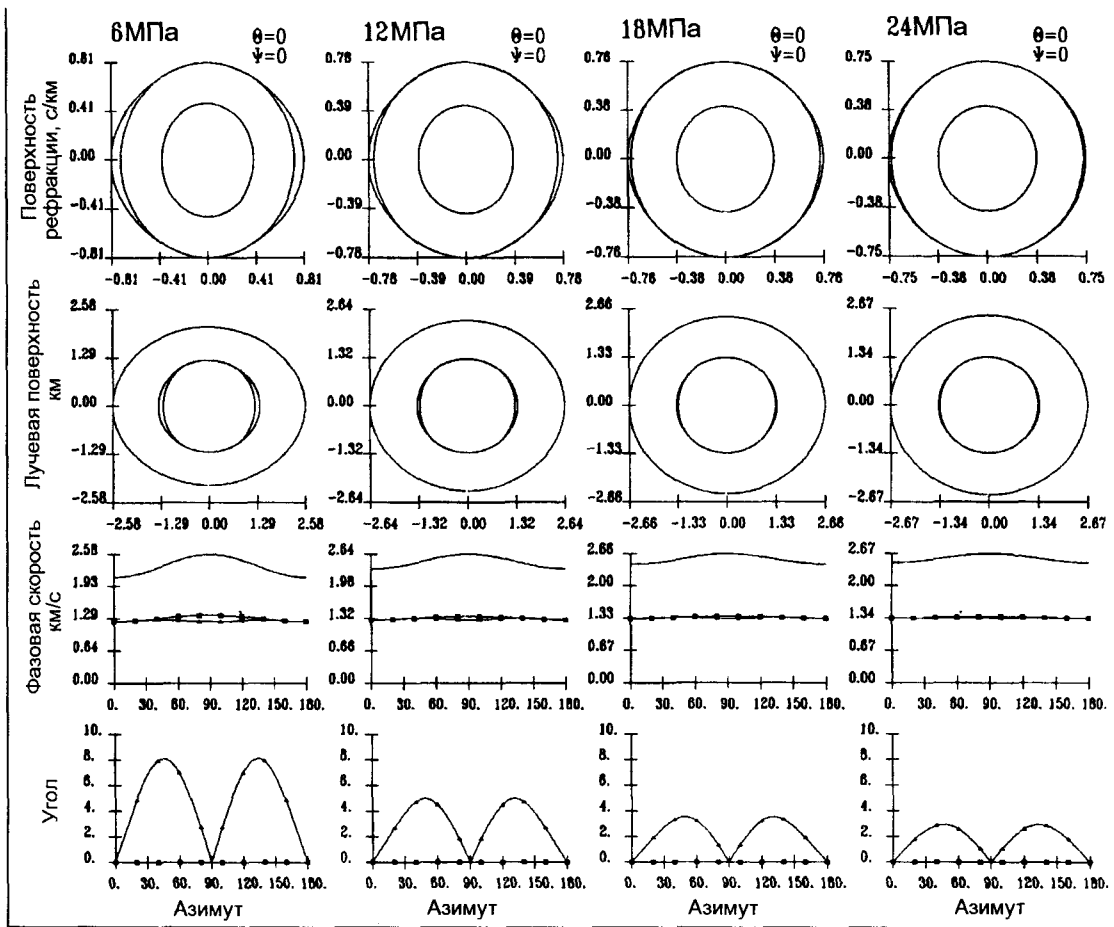


Рис. 2 То же , что и на Рис. 1, но для модели M2 [6].

дом значения импедансов увеличиваются с увеличением давления, причем поперечный импеданс трещин увеличивается немного быстрее. При 100% насыщении модели медом продольный импеданс практически не изменяется и имеет высокие значения, а соотношение импедансов составляет около 10.

В работе [2] для модели с наполнением трещин нефтепродуктами приводятся данные, достаточные для восстановления полной матрицы c_{ij}^* , только для давления 4 МПа. Авторами отмечается яркая выраженность скоростной дисперсии волн и трудность фазовой корреляции волн. Оценки импедансов при давлении 4МПа без учета их мнимой части дают следующие значения (8): $Z_p = -76.1$, $Z_s = -9.49$, $Z_p/Z_s = -8.0$. Отрицательное значение продольного импеданса трещины отражает тот факт, что зарегистрированная скорость продольной волны вдоль направления слоистости превышает скорость волны в изотропном слое ($V_{qp} = 2.75$ км/с). Величина продольного импеданса достаточно высокая, что хорошо согласуется и с результатом в модели M2, и практически не дает существенного вклада в соответствующие эффективные модули упругости. Для флюидонасыщенных

сред учет мнимой части Z_s существенно важен. Поскольку восстановление и вещественной и мнимой частей Z_s только из компоненты c_{44}^* невозможно, то проведена оценка мнимой части Z_s в предположении модели вязкого скольжения. Из вещественной компоненты c_{44}^R выражения (7) получена оценка Z_s , а также коэффициента вязкости η (6) следующим образом:

$$\text{Im}Z_s = \sqrt{\frac{\mu^2}{\mu / -c_{44}^* - 1}}, \quad \eta = \frac{\text{Im}Z_s \cdot \delta}{\omega h} \quad (9)$$

Из расчетов получаем, что $\text{Im}Z_s$, а $\eta \approx 14 - 2$ Пуаз в диапазоне частот 50-300 КГц. На рисунке 3 представлены характеристики волн в нефтенасыщенной среде при давлении 4 МПа с оценкой коэффициента затухания $\alpha_r^* = \text{Im} v_r / |v_r|^2$. При заполнении контактов между слоями вариации скорости с направлением резко уменьшаются для всех объемных волн, скорости поперечных волн выравниваются и поляризация волн близка к чистой поляризации продольной и поперечных волн по сравнению с моделью

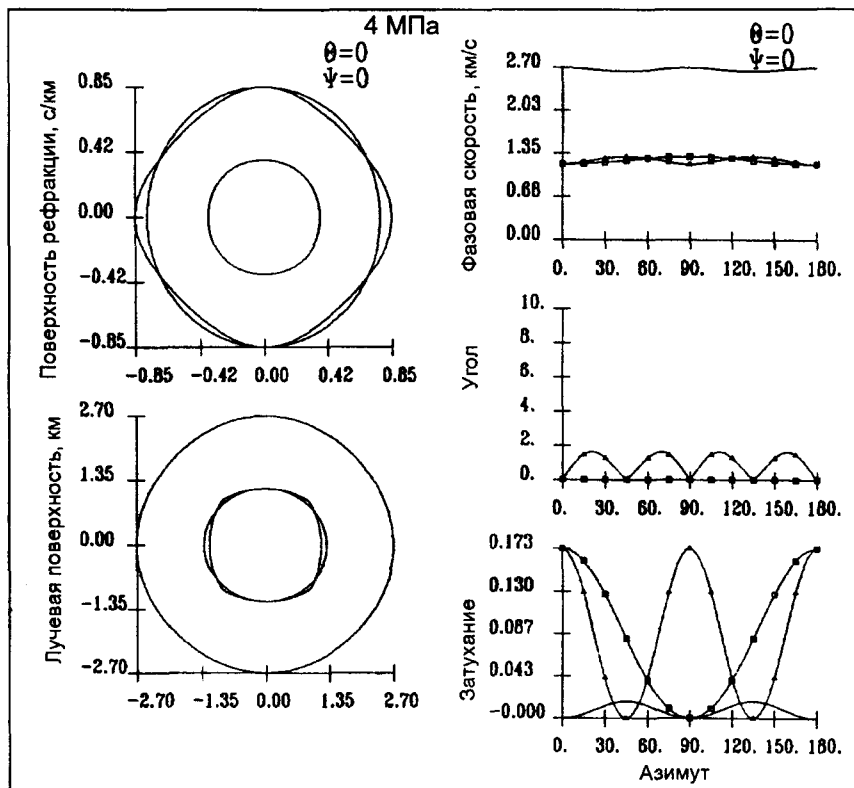


Рис. 3. То же, что на рис. 1, но с оценкой коэффициентов затухания объемных волн для нефтенасыщенного контакта модели M1 [2].

с сухим контактом при том же давлении (см. рис. 1). По тенденции изменения расчетные кривые α_r^* согласуются с экспериментальными [2]: коэффициент затухания qS_1 -волны увеличивается с ростом угла до 90° , коэффициент затухания SH-волны уменьшается с увеличением угла подхода, а коэффициент затухания qP-волны имеет минимальные значения с максимумом около 45° . По экспериментальным данным значения α_r^* лежат в пределах значений 0.2, что хорошо согласуется с расчетом. Но есть и существенные различия. Экспериментальные значения для qP-волны на порядок выше расчетных с максимальным значением около 0.13. Экспериментальный коэффициент затухания SH волн не уменьшается до нуля при 90° , а стабилизируется на уровне значения 0.1. Хочется отметить, что расчетные кривые α_r^* хорошо согласуются с расчетными кривыми, полученными в работе [5] для модели тонких дисковых трещин небольшого размера с жидким наполнителем.

ВЫВОДЫ

1. Экспериментальные лабораторные исследования и математическое моделирование распространения волн в трещиноватых средах показывают, что степень анизотропии среды и характеристики упругих волн могут значительно меняться от изменения напряжения и вещественного состава наполнителя трещин. С направлениями, параллельными ориентации трещин, связаны наибольшие отличия по фазовой и лучевой скоростям и минимальные отклонения

поляризации объемных волн от чистых продольного и поперечных направлений поляризации.

2. Эффективные модули упругости, полученные для модели тонкослойной среды с нежестким контактом [1], достаточно корректно отражают свойства среды с протяженными трещинами. При априорном знании упругих модулей среды (λ , μ) и данных о скоростях поперечной волны вдоль трещиноватости и квази-продольной волны поперек трещиноватости возможно восстановление эффективных модулей упругости трещиноватой среды. Для наиболее полного восстановления матрицы упругих параметров требуется экспериментально определить 4 эффективных параметра, например c_{13}^* , c_{33}^* (c_{11}^*), c_{44}^* , c_{66}^* .

3. Анализ экспериментальных данных по трещиноватым средам показывает, что значение параметров Z_P, Z_S и их соотношение Z_P/Z_S отображают физическое состояние среды и тип вещественного наполнителя трещин. Максимальному соотношению Z_P/Z_S соответствует максимальная степень анизотропии среды и податливости среды на сдвиговые деформации. При $Z_P/Z_S \rightarrow 1$ свойства среды близки к изотропии. При вязком наполнителе Z_P/Z_S близко к значению 10 и слабо изменяется при увеличении вертикального давления. К сожалению, параметры Z_P, Z_S , отображающие нежесткость контакта слоев, являются пока чисто экспериментальными. Теорети-

ческое описание продольного и поперечного импедансов, как предел отношения соответствующих модулей упругости к толщине контактного слоя [1, 3, 9], не объясняют факт их резкого изменения при изменении напряжений среды и появления мнимой части при сухом контакте для оценки коэффициентов затухания.

4. Анализ изменения экспериментальных модулей упругости от давления показал некоторые отклонения от теоретического описания значения модулей упругости для трещиноватой среды (трансверсально-изотропной среды). Прежде всего это отклонения модуля c_{66}^* от значения μ и резкое его увеличение в нефтенасыщенной среде. Небольшие отклонения могут быть объяснены в какой-то степени неучетом изменения плотности среды, хотя по оценкам это составляет первые проценты. Также вызывает интерес превышение скорости продольной и поперечных волн в трещиноватой нефтенасыщенной среде их значений в изотропном слое. В теоретической модели предполагается, что разуплотнение среды ведет к уменьшению скорости волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенберг А.М., Клем-Мусатов К.Д., Ланда Е.И. Модель анизотропной сейсмической среды // Сейсмические волны в сложнопосроенных средах. Новосибирск: Наука, СОАН СССР. 1974. С. 64-109.
2. Гик Л.Д., Бобров Б. А. Экспериментальное лабораторное изучение анизотропии тонкослойных сред // Геология и геофизика. 1996. Т.37. N5. С. 97-110.
3. Подъяпольский Г.С. Отражение и преломление на границе двух упругих сред в случае нежесткого контакта // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. N4. С. 525-531.
4. Garbin H.D., L. Knopoff The compressional modulus of a material permeated by a random distribution of free circular cracks // Q. Appl. Math.. 1973. V.33. P. 453-464.
5. Crampin S. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1984. V.76. P.135-145.
6. Hsu, C.J, M. Schoenberg Elastic waves through a simulated fractured medium // Geophysics. 1993. V.58. N7. P. 964-977.
7. Hudson J. A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in materials containing cracks // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1981. V.64. P.133-150.
8. Luneva M., Chang Y.F. Scattering of elastic waves by a thin soft layer // J. Seismic Exploration. 1995. N4. P.17-32.
9. Schoenberg M. Elastic wave behavior across linear slip interfaces // J. Acoust. Soc. Am. 1980. V.68. P.1516-1521.

Поступила в редакцию 23 апреля 1998 г.

Рекомендована к печати Мальшевым Ю.Ф.

M.N.Luneva

Wave propagation through a fractured medium: theory and experiment

The analysis of elastic wave propagation through isotropic media with parallel fractures under static stress in a range from 1 MPa to 24 MPa and for various material saturating the fractures has been performed. The study was based on the comparison of the experimental ultrasonic data published with the theory of wave propagation in the medium composed of thin isotropic layers with non-rigid contact between them. Plots of phase velocity, ray velocity, slowness vectors and polarization vectors of three body waves were constructed as functions of the azimuthal angle for various static stress of the medium. The normal and tangential impedances Z_p, Z_s , which define the resistance of layers to displacements relative to each other, were estimated as a function of acting pressure. It was shown that the maximum value of ratio Z_p, Z_s corresponds to the maximum anisotropy degree of medium and compliance of layers to slip displacements, and the case $Z_p, Z_s \rightarrow 1$ testifies that the medium properties are close to isotropy. For an oil saturated medium, a viscosity coefficient and wave attenuation were estimated.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТА ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ПРИ ГЛУБИННЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ ПРОФИЛЕЙ ГСЗ ПРИАМУРЬЯ)

Ю. Ф. Манилов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Проведена оценка влияния эффекта приповерхностных петроплотностных неоднородностей при изучении элементов глубинного строения. Составлена номограмма для определения минимальных граничных параметров неоднородностей, начиная с которых необходим их учет при разномасштабных глубинных исследованиях. На примере сейсмогравитационного профиля р.Зея - р.Бурея показана практическая необходимость картирования глубинных границ раздела с учетом приповерхностных неоднородностей. Использование зависимости $\Delta g_{\text{ост}} = f(H_{\text{мо}})$, полученной на профиле р.Зея - р.Бурея позволили оценить глубины до границы Мохо на соседнем профиле Свободный - Комсомольск и сопоставить с данными ГСЗ.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из главных источников глубинной информации являются данные исследований по сейсмическим профилям. Однако в настоящее время количество профилей в большинстве регионов ограничено.

В этой связи актуальными остаются разработки, опирающиеся на комплексирование сейсмических и гравиметрических методов - сейсмогравитационное моделирование, корреляционные способы передачи опорных профильных сейсмогравитационных данных при помощи площадных гравитационных съемок на обширные территории. К положительным сторонам гравиметрии можно отнести: широкий охват территории разномасштабными съемками, высокую информативность в отношении крупных крутопадающих объектов. В качестве отрицательных моментов следует отметить пониженную чувствительность к субгоризонтальным границам раздела, сложность извлечения глубинной информации в связи с наложением полей разноглубинных и разнопородных источников, отсутствие корректных способов разделения полей. Существенным фактором, затрудняющим глубинные исследования, является высокая плотностная контрастность верхней части коры, создающая аномальный эффект, нередко соизмеримый с аномальным эффектом глубинных неоднородностей.

Предлагаемая работа посвящена проблеме методических подходов повышения эффективности гравиметрии при глубинных исследованиях. Из узловых моментов основное внимание было акцентировано на двух направлениях.

Первое - принципиальная оценка необходимости учета приповерхностных неоднородностей при глубинной интерпретации разномасштабных гравиметрических материалов в различных физико-геологических обстановках, определение граничных значений параметров неоднородностей (гео-

метрических и физических), начиная с которых необходим количественный учет их эффекта при разномасштабных исследованиях.

Второе - поиски способов вычленения из суммарного поля силы тяжести части, несущей информацию о глубинных субгоризонтальных границах раздела, с целью обеспечения возможности интерполяции этих границ от опорных сейсмогравитационных пересечений.

МЕТОДИКА

Особенности реализованного методического подхода можно сформулировать следующим образом:

1. В основу исследований положен принцип "раздевания" поля силы тяжести путем последовательного исключения аномальных эффектов верхней и средней частей разрезов [1,7,8, 11, и др.].

2. Использование корреляционных методов с одной стороны для оценки правильности принятых решений, с другой - интерполяции и экстраполяции глубинных границ разделов, установленных на сейсмогравитационных пересечениях в пределах всего изучаемого блока коры.

3. В качестве исходной позиции принимаем, что в первом приближении аномальное поле силы тяжести может быть представлено четырьмя составляющими:

а) Аномалии, обусловленные контрастными неоднородностями в верхней части коры. Они могут быть оценены в результате прямого изучения их источников (поверхность, горные выработки).

б) Локальные аномалии, вызванные компактными неоднородностями в средней части коры, проявленные контрастными аномалиями Δg .

в) Аномалии, обусловленные морфологией глубинных границ раздела (Мохоровичича, Конрада).

г) Слабоконтрастные с большими латеральными размерами аномалии, связанные с неоднородностями в верхней мантии.

На базе изложенного реализована следующая технология исследований:

1. Проведена принципиальная оценка граничных (предельных) параметров (геометрических, физических) приповерхностных неоднородностей, начиная с которых необходим их учет при глубинных исследованиях. Параметры эти варьируют в зависимости от масштаба интерпретируемых гравиметрических карт. При решении этой задачи за основу принято следующее: эффект плотностных неоднородностей с латеральными параметрами, превышающими глубину до кромки более чем в 5 раз, может быть оценен по формуле для плоскопараллельного слоя с точностью менее 10%.

2. Оценка ожидаемого эффекта для неоднородностей, выходящих на дневную поверхность, либо вскрытых под маломощным рыхлым чехлом для масштаба 1:50000, имеющих в поперечнике 1 см и более, а для 1:200000 и мельче - более 2 мм может быть выполнена по формуле:

$$\Delta g = 2\pi f \Delta \sigma \Delta H,$$

где f - постоянная тяготения, $\Delta \sigma$ - дефицит плотности, ΔH - распространение тел на глубину.

В качестве минимальных значений аномалий приповерхностной природы, начиная с которых необходим их учет, принято сечения гравиметрических карт соответствующего масштаба. Так для карт масштаба 1:50000 имеет смысл учет поправок, начиная со значений 0,5 мГл, для масштаба 1:200000 - 2 мГл, 1:500000 - 5 мГл, 1:1000000 - свыше 10 мГл.

Для оценки минимальных геометрических параметров неоднородностей с различными плотностными характеристиками для анализируемых материалов разномасштабных съемок составлена номограмма (рис.1). Здесь семейство наклонных прямых выражает зависимость интенсивности аномалий Δg от вертикальной мощности неоднородности ΔH для различных значений избыточной плотности $\Delta \sigma$ от 0,1 до 1 г/см³. Горизонтальные прямые соответствую-

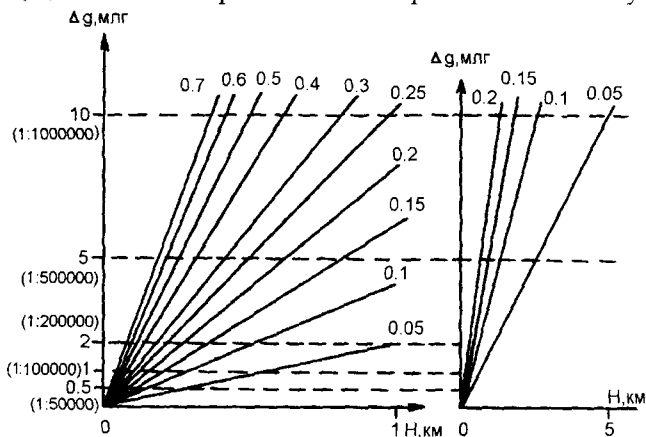


Рис.1. Номограмма для оценки граничных значений параметров петроплотностных неоднородностей для гравиметрических материалов различного масштаба.

ют предельным (нижний предел) значениям Δg , начиная с которого необходим учет эффекта неоднородностей для материалов гравиметрических съемок соответствующего масштаба. Абсциссы точек пересечения горизонтальных прямых с наклонными дают значения минимальной мощности при соответствующей $\Delta \sigma$, начиная с которых необходим учет аномалий при заданном масштабе исследований. Граничные значения параметров ($\Delta \sigma, \Delta H$) для разномасштабных съемок сведены в таблице предельных параметров плотностных неоднородностей верхней части коры, ниже которых их учет нецелесообразен при глубинных исследованиях (табл.1).

В связи с тем, что рассматриваемая работа была проведена на материалах съемок масштаба 1:1000000 (сводная карта масштаба 1:2500000) дефект контрастных неоднородностей верхней части коры при $\Delta \sigma = 0,1$ г/см³ учитывался, начиная с вертикальной мощности $\Delta H = 2,4$ км, что ощутимо сократило объем расчетов.

Аномальный эффект в процессе работы рассчитывался по формуле для плоскопараллельного слоя и вычитался из значения поля. Избыточная плотность определялась как величина отклонения от средней плотности верхнего слоя. ΔH по опорным пересечениям взята по данным сейсмогравитационного моделирования [2, 9]. Для промежуточных пересечений по контрастным аномалиям проводилась оценка кромок магнитных неоднородностей фундамента депрессионных структур, выполненных магнитопрозрачными осадками. Поэтому наряду с редкими оценками по данным сейсморазведки и электро-разведки глубина днища депрессии определяется на основании расчетов верхних кромок магнитоактивных тел (метод касательных). Кроме того массовые оценки могут быть сделаны с помощью машинных программ [5].

3. Расчет эффекта компактных неоднородностей средней части разреза проводится путем количественной интерпретации аномалий, оставшихся после исключения эффекта неоднородностей верхней части разреза, и последующим моделированием.

Основной целью рассматриваемого методического подхода являлось подавление эффектов неоднородностей в пределах верхней и средней частей разреза для поисков составляющей поля, коррелируемой с глубинными субгоризонтальными границами. Этого можно достигнуть методом сглаживания кривой с исключенным эффектом верхней части разреза. Сглаживание проводится по точкам перегибов [6, 10].

4. Следующий этап - проведение корреляционного анализа между значениями глубин до одной из интересующих нас глубинных границ раздела.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Реализация предлагаемого подхода иллюстрируется на примере одной из площадей среднего Приамурья. Она имеет достаточно сложное геологическое

Таблица 1. Предельные параметры петроплотностных неоднородностей верхней части коры, подлежащих учету при разномасштабном геологическом редуцировании

Масштаб исследования	Дефицит плотности Δg (г/см ³)									
	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7
	Вертикальная мощность ΔH (км)									
1:50 000	0,24	0,12	0,08	0,06	0,048	0,04	0,03	0,024	0,02	0,017
1:100 000	0,48	0,24	0,16	0,12	0,096	0,08	0,06	0,048	0,04	0,034
1:200 000	0,96	0,48	0,32	0,24	0,132	0,16	0,12	0,096	0,08	0,068
1:500 000	2,4	1,2	0,8	0,6	0,48	0,4	0,3	0,24	0,2	0,17
1:1000 000 и мельче	4,8	2,4	1,6	1,2	0,96	0,8	0,6	0,48	0,4	0,34

строение [3, 4]. Рассматриваемые сейсмогеологические разрезы охватывают Буреинский массив и Сихотэ-Алинскую складчатую систему, пересекают (с запада на восток) Зейскую, Гарьскую, Зее-Буреинскую, Верхне-Буреинскую впадины; Гонжинский выступ, Баджальский вулканоген. Из разломов наиболее крупные: Селемджинский и Западно-Туранский (рис.2,3).

Анализ геологического строения рассматриваемой территории, слагающих ее геологических образований, с учетом их петрофизических характеристик показывает, что наибольшие локальные аномалии гравитационного поля создают глубокие грабенообразные провалы, заполненные осадочными комплексами; массивы кислых и основных интрузий на фоне осадочно-метаморфического комплекса; вулканогенные образования; крупнообъемные метасоматиты.

В консолидированной части коры наиболее вероятные источники контрастных аномалий - круп-

ные интрузивы кислых, основных и ультраосновных пород, крупные блоки разуплотнения.

В настоящей работе исключение эффектов выполнено для двух сейсмогравитационных разрезов (рис.3,5)

1. р.Зей - р.Буря (интерпретация Ю.Ф.Малышева) (рис. 2,3) [9];

2. Свободный - Комсомольск-на-Амуре (Брянский Л.И., Подгорный В.Я.) (рис.3,5) [2].

В результате выполненного на 1-м разрезе последовательного "раздевания", т.е. компенсации избытка или недостатка плотности поверхностного чехла, коэффициент корреляции Δg с H_m (до границы Мохо) вырос с $r = 0,3$ до $r = 0,7-0,9$ (в зависимости от блока). Выяснилось, что наибольший отрицательный эффект наблюдается в районах Зейской и Верхнебуреинской впадин. Его создают рыхлые отложения осадочно-метаморфического комплекса, которыми эти депрессии выполнены. Кроме того определенное влияние оказывает уплотнение, которое установлено под Буреинским массивом (рис.3).

После "раздевания" было получено два уравнения регрессии. Одно уравнение $\Delta H_m = -0,23 \Delta g + 35,8$ описывает поведение границы Мохо к западу от Западно-Туранского разлома, а другое $\Delta H_m = -0,4\Delta g + 29,4$ для района к востоку от разлома (рис.4).

Для второго разреза также был исключен эффект верхней части коры. Здесь наибольшие отрицательные аномалии созданы отложениями Буреинской впадины, а также разуплотнениями, которые наблюдаются в пределах Сихотэ-Алинской системы. Затем, по зависимостям, полученным при анализе первого разреза были рассчитаны глубины до границы Мохо (рис.5).

При сравнении глубин, полученных аналитическим путем с данными сейсморазведки относительная ошибка не превысила 11 %.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги изложенному, необходимо подчеркнуть следующее.

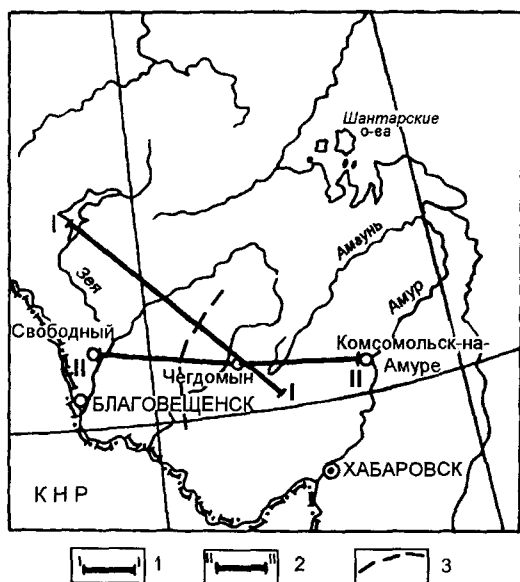


Рис.2. Схема размещения расчетных профилей.

1-профиль р.Зей - р.Буря

2- профиль Свободный - Комсомольск-на-Амуре

3-Западно - Туранский разлом.

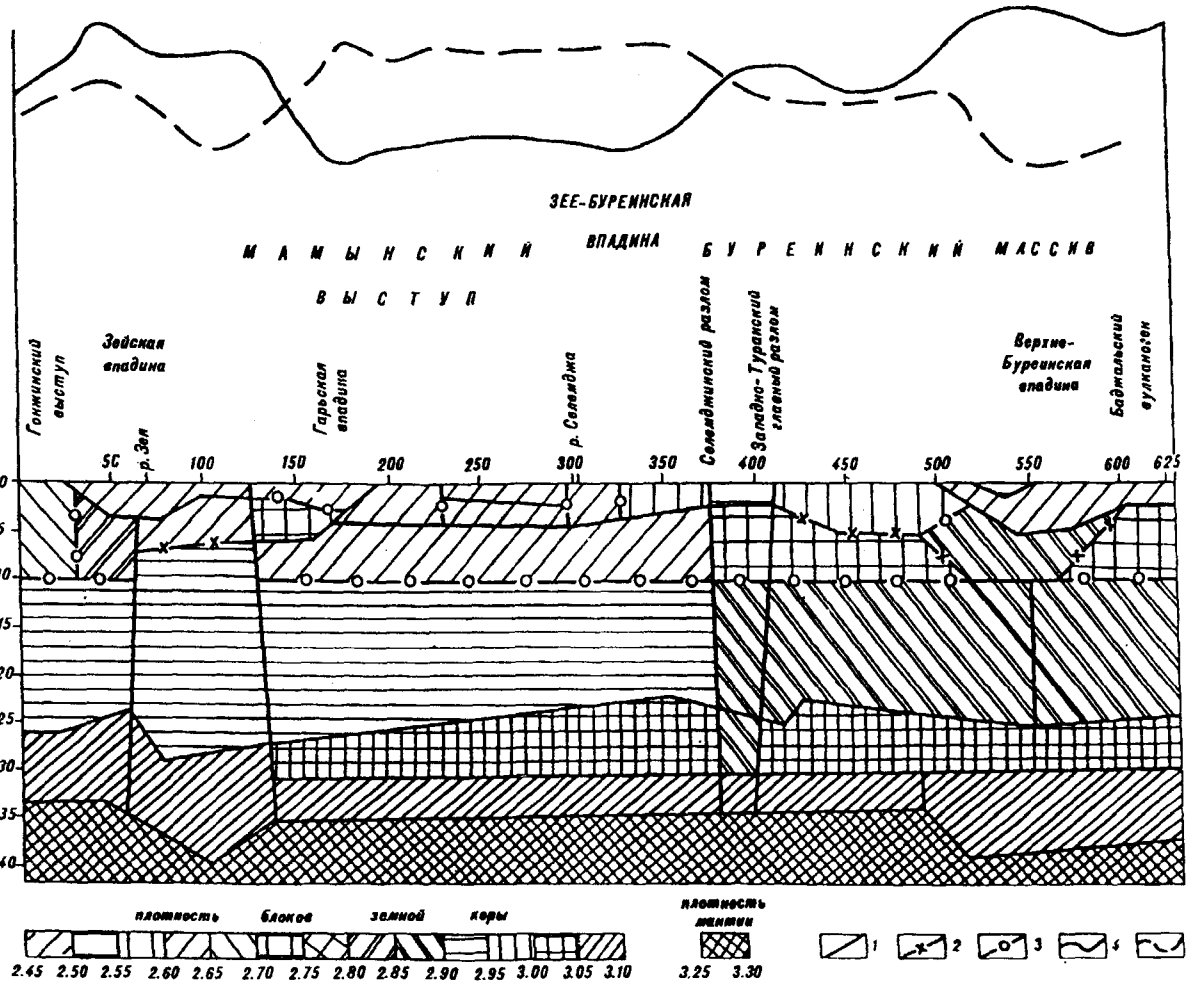


Рис.3. Плотностной разрез земной коры по профилю ГСЗ р.Зейя-р.Буряя.
 Границы на разрезе по данным (1-3): 1 – МОВЗ, 2 – Магнитоспектральных расчетов, 3 – Гравитационное моделирование.
 Кривые Δg (4-5): 4 – исходная; 5-исправленная с учетом эффекта в.ч.к.

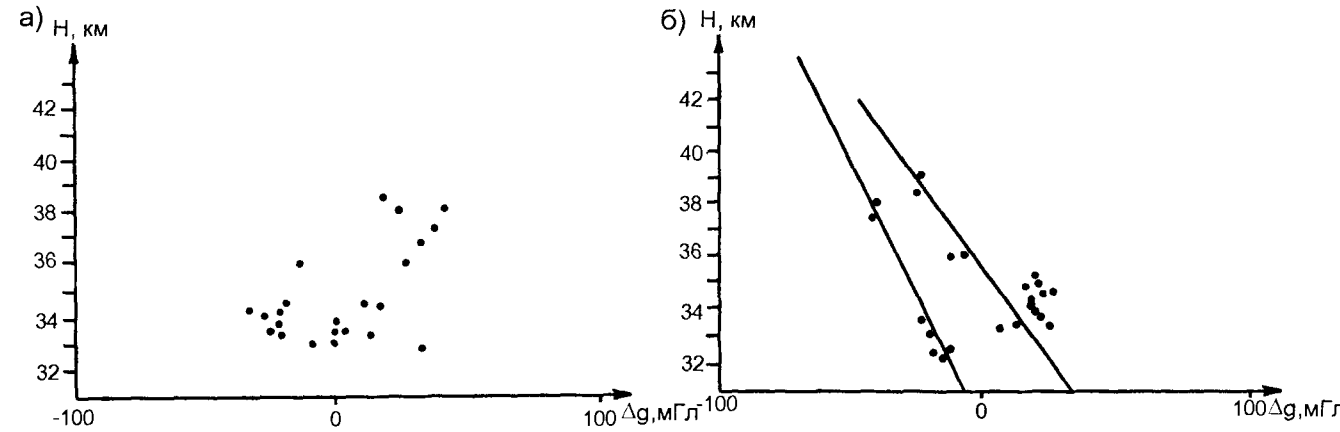


Рис.4. Графики зависимости $\Delta N_{(M_0)}$ от Δg :
 а)- без учета эффекта верхней части коры; б)- с учетом эффекта верхней части коры.

1. Предложенный методический подход способствует изучению морфологии глубинных границ разделов в условиях контрастности верхней и средней частях коры корреляционными методами.

2. Составлена номограмма граничных значений геометрических и физических параметров, начиная с сочетания которых необходим их учет при использовании гравиметрических материалов разного

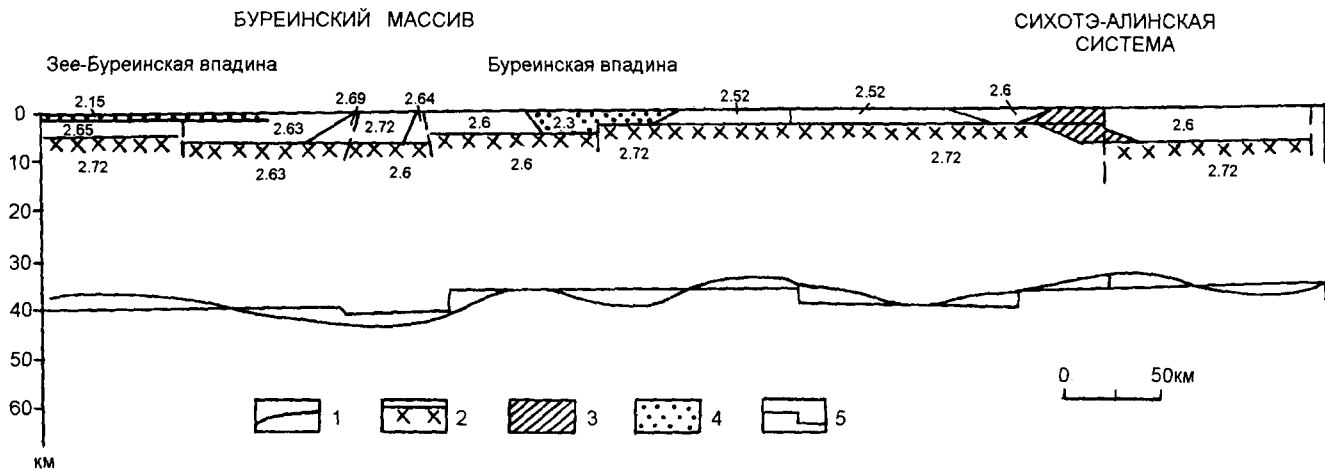


Рис.5. Глубинный разрез по профилю II-II.

1. Граница Мохо, рассчитанная по зависимостям. 2. Граница консолидированной коры. 3. Относительные разуплотнения. 4. Осалочные отложения мезозойско-кайнозойских впадин. 5. Граница Мохо по сейсмическим данным.

масштаба. Показана необходимость при глубинных исследованиях количественного учета гравитационного эффекта петроплотностных неоднородностей в верхней части земной коры.

3. Эффективность предлагаемого методического подхода иллюстрируется на примере сейсмогравитационных профилей в пределах Среднего Приамурья и позволяет получать новые данные о морфологии границы Мохо в пределах рассматриваемого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б.А., Клушин И.Т. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий. М.: Недра, 1965. 495 с.
2. Брянский Л.И., Подгорный В.Я. Гравитационная модель глубинного строения земной коры по профилю Свободный - Комсомольск - мыс Сюркум // Тихоокеан. геология. 1984. №5. С.76-81.
3. Геология Дальнего Востока // АН СССР. ДВНЦ. ИТИГ. Владивосток, 1975. 320 с.
4. Геология СССР. Т. 19, ч.1. М.: Недра, 1966. 736 с.
5. Лойтер П.П. Применение магнито-спектральных разре-

зов при исследовании глубинного строения земной коры: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1986. 21 с.

6. Малышев Ю.Ф., Брянский Л.И. и др. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С.27-34
7. Манилов Ф.И., Саксин Б.Г. Объемное геолого-геофизическое картирование (на примерах Буреинского и Ханкайского срединных массивов). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 130 с.
8. Никольский Ю.И. Некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных аномалий в пределах геологически закрытых территорий запада Средней Азии. Сб. Проблемы нефтегазаносности Средней Азии. М.: Госгостехиздат, 1960. Вып.1. С.70-84
9. Современная динамика литосферы континентов. М.: Недра, 1995. С.31-70
10. Шевченко Б.Ф. Геолого-геофизические модели верхней части земной коры Буреинского массива // Геология и геофизика. 1981. N7. С.91-99.
11. Hummer S. Deep gravity interpretation by stripping // Geophysics. 1963. V. 28, N3. P.369-378.

Поступила в редакцию 26 января 1998 г.

Рекомендована к печати Малышевым Ю.Ф.

Yu.F. Manilov

Evaluation of the effect of density heterogeneities in the upper part of the crust by deep gravimetrical studies (as exemplified by deep seismic sounding profiles of Priamurie)

The effect of subsurface petrodensity heterogeneities is evaluated when studying deep structure. A nomogram was plotted to determine the minimum boundary heterogeneity parameters starting from which the above heterogeneities are to be taken into account when carrying out different-scale deep investigations. The necessity of mapping deep interfaces with reference to the subsurface heterogeneities is illustrated by the Zeya R. - Bureya R. seismogravitational profile. The dependence $Dg_{\text{от}} = f(H_{\text{мо}})$ obtained on the Zeya R. - Bureya R. profile allows us to estimate the depths to the Moho boundary on the adjacent profile Svobodny - Komsomolsk and to compare the data obtained with those of deep seismic sounding.

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОГО РАЗЛОМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАГМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В.И.Исаев, Н.А.Волкова

ГП Дальинформгеоцентр, г. Южно-Сахалинск

На основе данных сейсмогравиметрии и математического моделирования процесса теплопередачи в условиях осадконакопления построены разрезы, карты распределения плотности и максимальных палеотемператур в меловых отложениях юга Сахалина. Выполнены прогнозные оценки нефтегазоносности мелового осадочного комплекса Сусунайской впадины в зоне Центрально-Сахалинского разлома.

ОБОСНОВАНИЕ МОДЕЛИ И МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Методика прогнозных оценок нефтегазоносности осадочных бассейнов изложена в статье [6].

Она включает в себя следующие основные этапы:

- построение плотностных и температурных разрезов вдоль сейсмогеологических профилей;
- палеоплотностные и палеотемпературные реконструкции;
- построение прогнозных плотностных и палеотемпературных карт исследуемых осадочных отложений.

По современным геолого-геофизическим представлениям в осадочном чехле Сусунайской впадины выделяются два региональных стратиграфических несогласия (предаракайский и предмаруямский размывы). Верхнемеловые отложения в Сусунайской впадине полностью выклиниваются вдоль погребенного ее восточного борта (рис.1). В районе западного борта впадины кровля их залегает на глубине 2.5-3.0 км, а мощность достигает 1.5-2.0 км.

Отсутствие в кайнозойском разрезе палеоген-среднемиоценовых отложений позволяет предположить существование в это время поднятия, сложенного

меловыми образованиями и подвергавшегося размыву (предаракайский размыв). Мощность комплекса могла достигать 1500 м.

Отложения верхнеомиоцен-плиоценового яруса (преимущественно маруямская свита) с размывом, стратиграфическим, а на поднятиях и угловым, несогласием залегают на различных горизонтах нерасчлененной толщи ($N_1nv+hl+P_3ar$) свит. Мощность этих отложений порядка 1500 м.

На границе плиоцен-четвертичной системы произошла активизация тектонических движений (Сахалинская фаза складчатости), в результате чего в конце плиоцена вся территория была выведена из-под уровня моря.

Эти представления о геолого-тектонической истории развития исследуемого региона были положены в основу палеоплотностных и палеотемпературных реконструкций. Расположение сейсмопрофилей, подвергшихся палеорекострукциям, приводится на рис. 2.

Максимальной мощности осадочные отложения достигали в конце маруямского времени. Соответственно на это время приходится и максимальная прогретость осадочной толщи. Определение положения основных зон нефте- и газообразования в современном разрезе достигается наложением маруямского палеотемпературного разреза на современный геологический разрез.

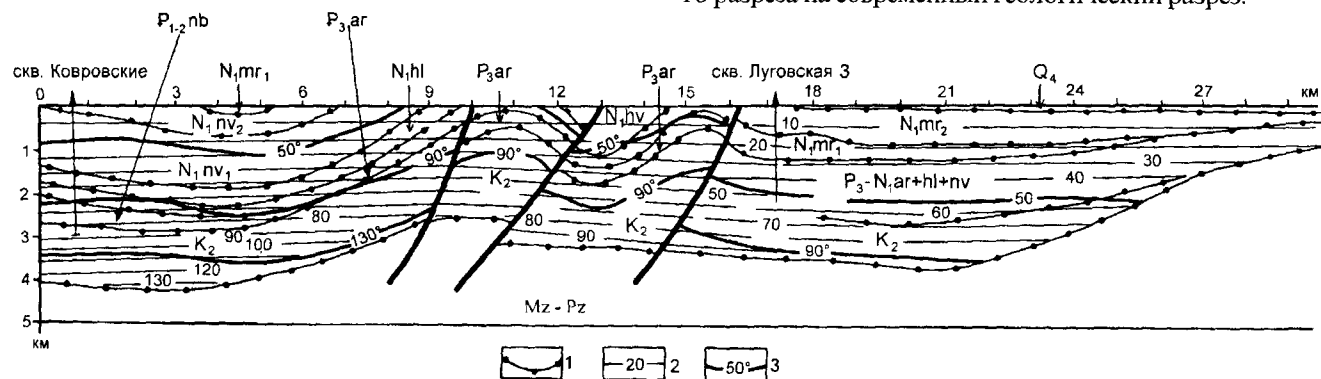


Рис.1. Геологический разрез по профилю IV-IV

1-границы стратиграфических горизонтов; 2-изотермы современных температур; 3-изотермы палеотемператур.

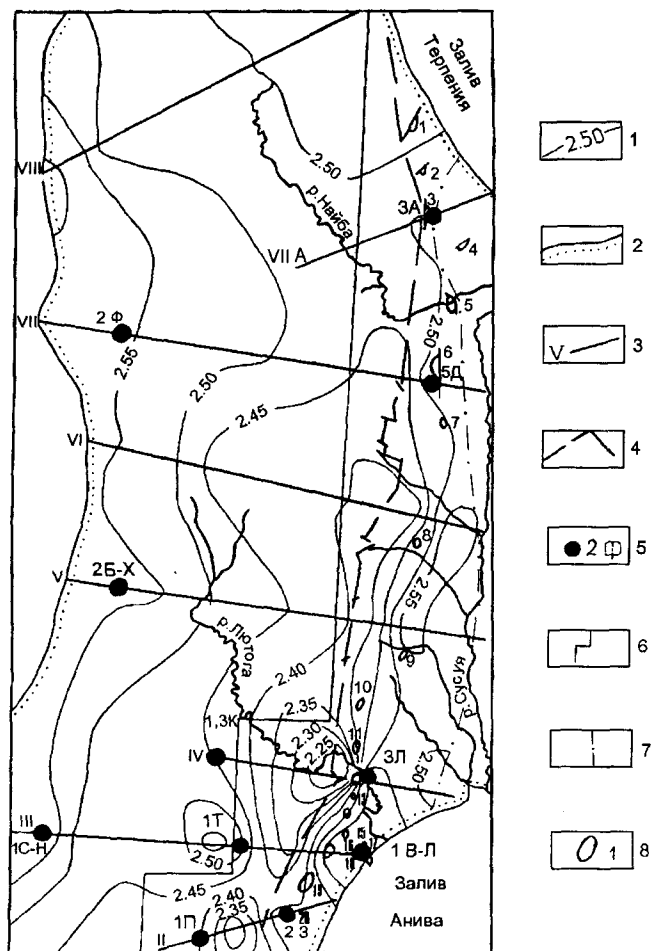


Рис. 2. Схематическая карта распределения абсолютных значений плотности верхнемеловых отложений Юго-Западный Сахалин и Сусунайская впадина.

1 - изолинии плотности; 2 - береговая линия; 3 - расчетные профили; 4 - Центрально-Сахалинский разлом; 5 - поисковые и параметрические скважины, номер скважины и сокращенное название площади: Ф - Форельская, А - Айская, Д - Долинская, Б-Х - Больше-Холмская, К - Ковровская, Л - Луговская, З - Зеленодольская, П - Приоточная, С-Н - Северо-Невельская, В-Л - Восточно-Луговская; 6 - контур исследуемой зоны Центрально-Сахалинского разлома; 7 - восточная граница распространения верхнемеловых отложений; 8 - антиклинальные структуры и их номера: 1 - Северо-Айская; 2 - Айская; 3 - Поярковская; 5 - Северо-Долинская; 6 - Долинская; 7 - Такойская; 8 - Владимировская; 9 - Троицкая; 10 - Успенковская; 11 - Северо-Луговская; 2 - Луговская; 13 - Заречная; 14 - Южно-Луговская; 5 - Золоторыбная; 16 - Малиновская; 17 - Машковская; 18 - Восточно-Луговская; 19 - Лозинская; 20 - Зеленодольская.

Теплофизические параметры, необходимые для температурного моделирования, определялись следующим образом.

Средняя теплопроводность пород, вскрытых каждой расчетной колонкой, оценивалась исходя из геологического разреза и экспериментальных определений теплопроводности пород, формирующих осадочный комплекс Сахалина [4]. Изменение ее величины по разрезу составило 1.1-1.7 Вт/м.град.

Удельная теплогенерация осадочных пород на основании определений, выполненных на образцах из скважин Сахалина, принималась равной 1.22 мкВт/м³ [2].

Величина теплового потока через поверхность подстилающего основания определялась путем математического моделирования процесса теплопередачи через осадочные разрезы, вскрытые скважинами, расположенными непосредственно на расчетных профилях (рис.3) [5]. В этих скважинах также были выполнены натурные определения величины поверхностного теплового потока [3]. Величина его в скважинах Сусунайской впадины изменяется в пределах 45.4-52.8 мВт/м² при среднем значении 47.5. Полученный в результате математического моделирования поверхностный тепловой поток составил 44.0-52.2 мВт/м² при среднем значении 49.8. Различие между средними значениями смоделированного и наблюдаемого тепловых потоков составляет 2.4 мВт/м², что не выходит за пределы погрешности натурных наблюдений (10%).

По результатам математического моделирования глубинный тепловой поток для Сусунайской впадины получился равным 60 мВт/м².

С использованием этих теплофизических характеристик путем математического моделирования [5] были получены палеотемпературные разрезы вдоль профилей II-VIII в Сусунайской впадине. На рис. 1 в качестве примера представлено распределение максимальных палеотемператур вдоль профиля IV-IV.

Так как объектом исследований в данной работе является меловой осадочный комплекс, то результаты палеопроектирования вдоль сейсмогеологических профилей II-VIII были вынесены на карты распределения максимальных палеотемператур (прогнозные карты) на кровле и подошве меловых отложений с целью оценки фазового состояния углеводородов в этом осадочном комплексе (рис.3,4). Катагенетическая зональность принималась в соответствии с [1,7 и др.].

Полагаем, что верхней зоне газообразования соответствует температурный интервал 50-90°C (степень катагенетической преобразованности углеводородов МК₁), главной зоне нефтеобразования - интервал 90-130°C (МК₂). При более высоких температурах условия благоприятны для генерации газа и газоконденсатных систем. При температурах, превышающих 200°C, промышленные запасы нефти отсутствуют.

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МЕХАНИЗМОВ МИГРАЦИИ УВ

Как следует из прогнозных карт (рис.3,4), в верхней части меловых отложений возможно существование нефтяных (в западной части Сусунайской впадины) и газовых (в восточной ее части) залежей. Вблизи подошвы меловых отложений на востоке Сусунайской впадины создаются температурные условия, соответствующие главной зоне нефтеобразования. Западные температурные условия благоприятствуют существованию углеводородов в газоконденсатной и газовой

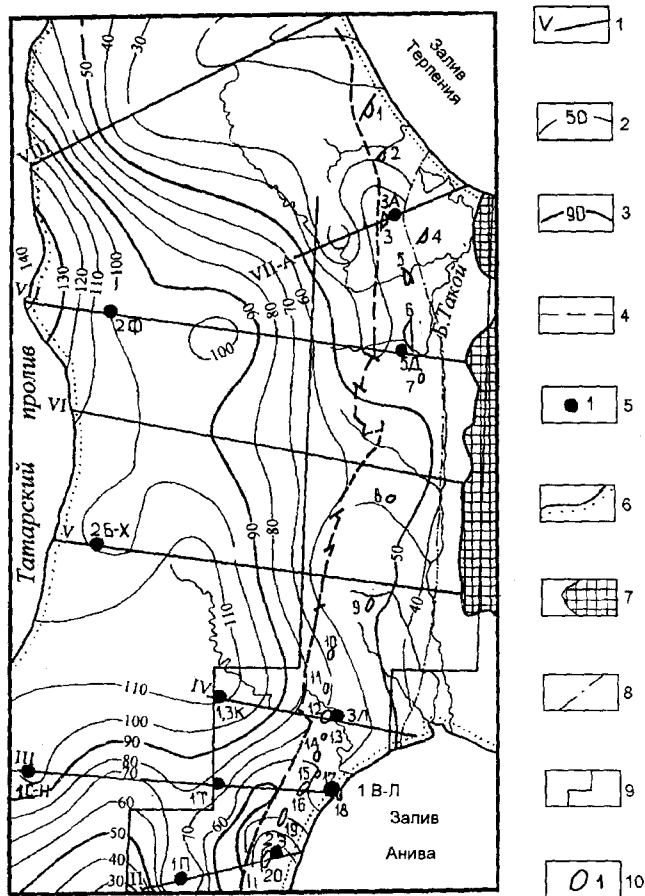


Рис.3. Схематическая карта распределения максимальных палеотемператур на кровле меловых отложений. Юго-Западный Сахалин и Сусунайская впадина.

1- расчетные профили; 2- палеоизотермы; 3- палеоизотермы, определяющие положение зон газо-нефтеобразования; 4- Центрально-Сахалинский разлом; 5- поисковые и параметрические скважины, номер скважины и сокращенное название площади: Ф- Форельская, А- Айская, Д- Долинская, Б-Х- Больше-Холмская, К-Ковровская, Л- Луговская, З-Зеленодольская, П-Приточная, С-Н- Северо-Невельская, В-Л- Восточно-Луговская; 6- береговая линия; 7- зона выхода фундамента на дневную поверхность; 8- восточная граница распространения верхнемеловых отложений; 9- контур исследуемой зоны Центрально-Сахалинского разлома; 10- антиклинальные структуры и их номера: 1- Северо-Айская; 2- Айская; 3- Полярковская; 4- Восточно-Полярковская; 5- Северо-Долинская; 6- Долинская; 7- Такойская; 8- Владимировская; 9- Троицкая; 10- Успеновская; 11- Северо-Луговская; 12- Луговская; 13- Заречная; 14- Южно-Луговская; 15- Золоторыбная; 16- Малиновская; 17- Машковская; 18- Восточно-Луговская; 19- Лозинская; 20- Зеленодольская.

фазах. При этом последняя соответствует нижней зоне газообразования.

Интерес представляет сопоставление результатов испытания продуктивных интервалов скважин с прогнозными оценками фазового состояния углеводородов с точки зрения возможного механизма формиро-

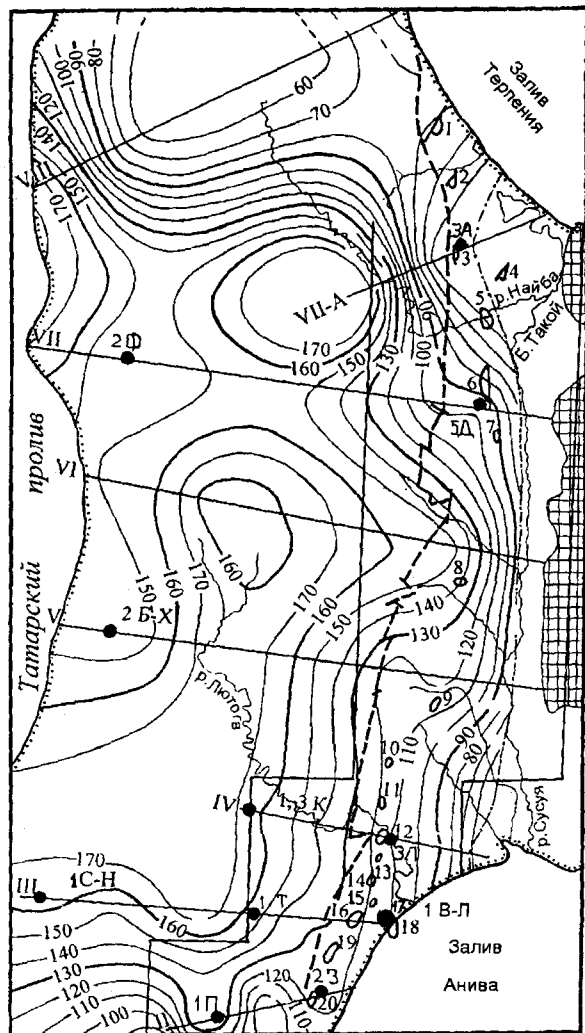


Рис.4. Схематическая карта распределения максимальных палеотемператур на подошве меловых отложений. Юго-Западный Сахалин и Сусунайская впадина.

Условные обозначения те же, что на рис. 3

вания газонефтяных залежей в Сусунайской впадине, приведенное в таблице.

Из таблицы видно, что вскрытые скважинами продуктивные горизонты располагаются в палеогеновых отложениях Сусунайской впадины. На рис.3 видно, что в этих осадочных отложениях на северо-востоке приразломной зоны Сусунайской впадины не достигаются температурные условия, соответствующие зонам нефтегазообразования. В центральной и южной частях этой зоны температурные условия ужесточаются и соответствуют верхней зоне газообразования. В скважинах, расположенных восточнее Центрально-Сахалинского разлома, горизонты, в которых регистрируются газопроявления, располагаются либо выше основных зон газонефтегенерации (скв. Луговская №3, Восточно-Луговская №1), либо температурные условия, соответствующие этим зонам, вообще не достигаются (скв. Айская №3). Присутствие газа мо-

жет быть обусловлено миграцией либо из подстилающих осадочных отложений, либо по разломной зоне. Кроме того, обратная гидрохимическая зональность, ярко проявившаяся на Восточно-Луговском месторождении, позволяет предположить, что в Сусунайской впадине в прифронтальной зоне разлома из-под надвига по фундаменту поступают газонасыщенные отжимные воды, которые, поднимаясь вверх, дегазируют. Этот механизм, возможно, более предпочтителен для газопроявления в скв. Айская №3.

В скважинах, расположенных западнее Центрально-Сахалинского разлома (Ковровская №1, Северо-Невельская №1), результаты испытаний удовлетворительно согласуются с прогнозными оценками. Это может свидетельствовать о том, что температурные условия, благоприятные для газонефтегенерации, здесь могут достигаться в местах газопроявлений и процессы миграции углеводородов не играют решающей роли.

Таким образом, основные факторы, определяющие перспективы нефтегазоносности в зоне Центрально-Сахалинского разлома, сводятся к следующему:

1. палеотемпературный фактор;
2. литологический фактор (наличие локальных разуплотнений);
3. наличие в подстилающих отложениях материнских (УВ-производящих) пород;
4. близость к зоне Центрально-Сахалинского разлома, разрывные нарушения которого могут служить подводными каналами из нижележащих материнских отложений.
5. близость к зоне выклинивания меловых отложений, которая может рассматриваться как зона разгрузки отжатого газонасыщенного флюида.

С учетом всех перечисленных факторов, наиболее перспективными районами по прогнозным оценкам могут быть довольно узкая полоса вдоль оси Центрально-Сахалинского разлома между профилями II и VI и зона выклинивания меловых отложений между профилями VI и VIIA. В первом из указанных выше районов поперечная зональность с востока на запад должна выглядеть так: газ - нефть - газоконденсат - газ. К этому району тяготеют Успеневская, Северо-

Луговская, Луговская, Лозинская антиклинальные структуры. Во втором перспективном районе в зоне выклинивания меловых отложений в ловушках должен, по-видимому, аккумулироваться преимущественно газ первой генерации. К этой полосе тяготеют Поярковская и Северо-Долинская антиклинальные структуры.

ВЫВОДЫ

Исходя из установленной по температурному режиму катагенетической зональности, в пределах территории исследований можно ожидать залежи (in situ):

- газовые, в верхней части меловых отложений, южнее профиля VII;
- нефтяные и газоконденсатные, в нижней части меловых отложений, южнее профиля VII;
- газовые первой генерации и нефтяные, в нижней части меловых отложений, севернее профиля VII.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аммосов И.И. и др. Палеогеотермия и нефтегазоносность. М: Наука, 1982.
2. Веселов О.В., Волкова Н.А. Радиоактивность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1981. С. 51-70
3. Веселов О.В., Липина Е.Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
4. Волкова Н.А., Веселов О.В., Кочергин А.А. Теплопроводность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1981. С. 44-50.
5. Исаев В.И., Волкова Н.А., Ним Т.В. Решение прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации // Тихоокеан. геология. 1995. №3. С. 73-80.
6. Исаев В.И., Волкова Н.А. Прогнозные оценки перспективности объектов нефтегазопроисковых работ методами геоплотностного моделирования и палеогеофизического моделирования // Тихоокеан. геология. 1997. №2. С. 58-67.
7. Сергиенко С.С. Аномалия теплового потока в нефтегазоносных районах // Изв. АН СССР, сер. геол. 1988. №2. С.115-124.

Поступила в редакцию 16 июля 1997 г.

Рекомендована к печати Мальшевым Ю. Ф.

V.I.Isaev, N.A.Volkova

Evaluation of oil and gas potential of the Cretaceous deposits of the Central Sakhalin fault zone from mathematical modeling results

On the basis of seismogravimetry data and mathematical modeling of the heat transfer process in the conditions of sedimentation were produced sections, maps of density and maximum paleotemperatures distribution in the Cretaceous deposits of Sakhalin South. Forecast evaluation of oil and gas potential was provided for the Cretaceous sedimentary complex of the Susunaisky basin in the zone of the Central Sakhalin fault.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1998 Г.

Агапитов Д.И., Митрофанова Л.И. Стратиграфия палеогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка)	6
Алексютин М.В., Соколов С.Д. Результаты палеомагнитных исследований в Пенжинско- Тайгоносском сегменте Тихоокеанского пояса и их тектоническая интерпретация	1
Антонов А.Ю. Геохимия позднемезозойских вулканических образований южного ограничения Алданского щита (Становой хребет)	3
Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита	3
Ахмадулин В.А. Электромагнитные предвестники землетрясений	2
Белый В.Ф. Щелочно-ультраосновой вулканизм Берингийской вулканической провинции (Чукотка)	5
Бормотов В.А., Войтенок А.А. Закономерности миграции землетрясений Приамурья	2
Борукаев Ч.Б. И снова о террейнах	1
Быков В.Г. Механизм формирования солитона при подвижке в разломе земной коры	2
Важенин Б.П. Некоторые принципы в сейсмическом районировании и палеосейсмологии (на примере Северо-Востока России) ...	2
Велинский В.В., Павлов А.Л. Физико-химический анализ влияния флюида на процессы серпентинизации ультраосновных пород и дегидратации серпентинитов	6
Викулин А.В. Природный риск Северной Камчатки	2
Викулин А.В., Иванчин А.Г. Ротационная модель сейсмического процесса	6
Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Борейальные радиоларии средней юры-раннего мела Охотоморского побережья Камчатки	3
Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Сапин В.И. Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса	6
Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения северо-востока России	3
Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона	4
Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Ассоциации щелочных и субщелочных базальтов Тихого океана и их петрогенетическая природа	1
Голозубов В.В., Донг-У Ли, Амельченко Г.Л. Роль горизонтальных перемещений при формировании Раздольненского мелового эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье)	3
Горкуша С.В., Морин А.О. Сейсмичность, блоковая делимость и тектонический стресс юга Дальнего Востока России	2
Григорьева Т.Н., Дубинина Г.А., Мороз Т.Н., Пальчик Н.А. Минеральный состав оксидов Mn, синтезированных при участии микроорганизмов	4
Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района (юго-восток Сибирской платформы)	5
Задорнов М.М., Хершберг Л.Б., Школьник Э.Л., Говоров И.Н., Чудаев О.В., Юринец М.И., Кузнецов К.М., Болотов Л.А. О перспективах освоения месторождений кобальт-марганцевых корок и фосфоритов Западной Папифики	4
Захаров Ю.Д., Уханева Н.Г., Киселева А.В., Котляр Г.В., Никитина А.П., Тазава Дж., Гвоздев В.И., Игнатьев А.В., Чербаджи А.К. Пермские известняки Китаками (Япония) и Приморья: стабильные изотопы углерода, Са-Mg отношения, корреляция	3
Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования	2
Зябров С.В. Стратиграфическая летопись кремнисто-терригенного комплекса хр.Хехцир и кинематика асимметричных складок - индикаторы субдукционной аккреции	1
Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Макки К., Фуджита К. Сейсмотектонические процессы на границе литосферных плит северо-востока Азии и Аляски	2
Исаев В.И., Волкова Н.А. Оценка нефтегазоносности меловых отложений зоны Цент рально-Сахалинского разлома по результатам моделирования процесса теплопереноса	6
Каплун В.Б. Предварительные результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю п.Облучье-оз.Гасси (Хабаровский край)	2
Кемкин И.В., Руденко В.С. Новые данные о возрасте кремней Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь)	4
Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Юрско-раннемеловая биостратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (Южный Сихотэ-Алинь)	1
Кириллова Г.Л. Геология, минеральные и энергетические ресурсы Юго-Восточной Азии	5
Кисловский О.А., Исаев В.И. О концептуальной модели создания Государственного Дальневосточного регионального банка геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДВ АБНД-НГ)	1
Колесников Д.И., Щергина Ю.П., Розинов М.И., Шатков Н.Г., Шкорбатова Г.С. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России)	4
Кононов В.Э., Сергеев К.Ф., Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жигулев В.В., Жильцов Э.Г. Возможности сейсмозведки	

МПВ при нефтегазопроисловых исследованиях на северо-восточном шельфе о.Сахалин	5
Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д. Голоценовые террасовые морские отложения о.Кунашир	1
Кузнецов В.Е. Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья	2
Кулинич Р.Г., Маслов Л.А., Гильманова Г.З., Комова О.С. Плотностная модель и напряжения в земной коре северной части Японского моря	2
Леснов Ф.П., Гора М.П., Бобров В.А., Ковалева В.А. Распределение редкоземельных элементов и вопросы генезиса Березовского мафит-ультрамафитового массива (о.Сахалин)	4
Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю. Мощности четвертичных осадков в северо-западном сегменте Тихого океана	3
Липкина М.И. Фосфатная и сопутствующая минерализация в магматических породах подводного вулкана Ченцова (Японское море)	3
Лунева М.Н. Распространение волн в трещиноватой среде: теория и эксперимент	6
Лунева М.Н. Строение земной коры и динамика сейсмических волн	2
Мальшев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов	2
Манилов Ф.И., Иволга Е.Г. Ретроспективные построения на базе гравитационных реконструкций (Ханкайский массив, Приморье)	4
Манилов Ю.Ф. Оценка эффекта плотностных неоднородностей верхней части коры при глубинных гравиметрических исследованиях (на примере профилей ГСЗ Приамурья)	6
Меркулова Т.В., Манилов Ю.Ф. Строение юго-западной части Среднеамурской впадины (по геоэлектрическим и гравиметрическим данным)	4
Мишин Л.Ф., Потоцкий Ю.П., Невструев В.Г. Геология, зональность гидротермально измененных пород и золотосеребряная минерализация купола Красивый (Ульянский прогиб)	5
Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Зимин С.С., Игнатъев А.В., Лян Чан Чен Особенности формирования золотых руд в офиолитах севера Корейского полуострова	4
Морозова Л.И. Спутниковые метеорологические снимки как носители информации о сейсмических процессах	2
Павлюткин Б.И. К вопросу о возрасте суйфунской свиты (Южное Приморье)	6
Панасенко Е.С., Руденко В.С. О возможности расчленения монотонных кремнистых отложений по соотношению породообразующих микрофоссилий (на примере пермских кремней Сихотэ-Алиня)	1
Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии	3
Подгорная Т.И., Сац И.И. Прогноз изменения сейсмичности освоенных территорий в результате техногенных воздействий в Хабаровском крае	2
Подгорный В.Я., Мальшев Ю.Ф. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Учжучусинь-Дунгоу, Восточный Китай)	4
Приставко В.А., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Систематизация и оценка перспектив сереброносных рудопоявлений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геолого-геохимическим данным	1
Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген	5
Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Гребенникова Е.А., Шаповалов В.В., Ганзей Л.А., Мохова Л.М. Плиоцен- плейстоценовые отложения и события побережья залива измены (Южный Кунашир, Курильские острова)	5
Роганов Г.В. К рудности Имангайского и Куранахского анортозитовых массивов (Алдано-Становой шит)	3
Руб А.К., Руб М.Г., Чистякова Н.И., Кривошеков Н.Н., И.А.Руб Минералого-геохимические особенности оловянно- вольфрамовой минерализации месторождения Тигриное (Центральный СихотэАлинь)	5
Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья	5
Семенов Р.М. Геологические условия возникновения, макросейсмические проявления Нефтегорского (Россия) и Хайченского (Китай) землетрясений и проблемы их предсказания	2
Синица С.М. Парадокс кливажа	1
Соловьев С.В. Конвективный теплообмен в зоне субдукции	5
Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С., Шишакова Л.Н., Рублев А.Г. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив)	5
Тарарин И.А., Ли У.Д., Джонг Дж.Г. Офиолитовые покровы о.Карагинского (Восточная Камчатка) и особенности магматизма в их подошве	6
Филимонова Л.Г. Акцессорные Са-амфиболы риолитов Дальнего Востока и их роль в петрогенезе магм S-типа	6
Филиппова Г.Г. Гребенкинский флористический комплекс в бассейне р.Анадырь (Чукотка)	3
Фридовский В.Ю. Структуры раннеколлизонных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса	6
Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопный возраст и особенности флюидного режима формирования гранитоидов района Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения (Приморье)	1
Хомич В.Г., Вах А.С., Фатьянов И.И., Иванов В.В., Зиньков А.В., Саядян Г.Р., Молчанова Г.Б., Ляндэн Лю, Юнлянь Лю, Гоусу Ву, Юнчжен Чжу. Благоприятное металльное оруденение сопредельных территорий Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая	3

Черепанов А.А., Архипов Г.Г. Стратиформное флюоритовое оруденение юго-восточной окраины Сибирской платформы	1
Шило Н.А., Кигай И.Н., Камшилина Е.Н. Заседание научного совета по проблемам рудообразования металлогении совместно с Российской группой МАГРМ	5
Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Генезис докембрийских комплексов в свете новейших данных о глобальном магматическом фракционировании при аккреции Земли (на примере Алданского щита)	4
Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Сюэ Яасон, Юй Цуплю. Новые методы изучения разных типов фосфатных зерен	6
Эйриш Л.В. К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений Карлинского типа	4

ХРОНИКА

Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г., Камшилина Е.М. XI Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания	3
---	---

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Бакулин Ю.И. Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа - тип регенерированных первично-осадочных месторождений	4
Кириллова Г.Л., Забродин В.Ю. Фундаментальный труд: систематика и классификация осадочных пород и их аналогов	4
Романовский Н.П., Черкасов Р.Ф. Проблемы земные - проблемы космические... (о книге Н.А.Шило "Четыре космопланетарных проблемы: от Солнечной системы до Каспия")	4

ЮБИЛЕИ

Н.А.Шило (к 85-летию со дня рождения)	1
---	---

НЕКРОЛОГИ

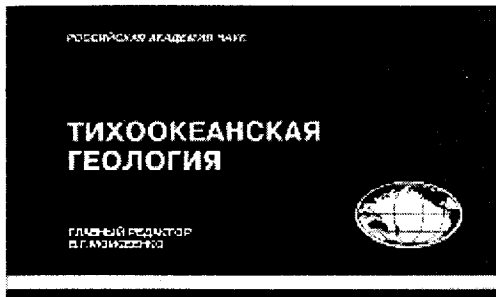
Борукаев Ч.Б. (1936-1998 гг.)	5
Алексей Дмитриевич Щеглов (1926-1998 гг.)	4

Научные редакторы:
Войнова И.П., Бердников Н.В., Быков В.Г.
Корректор Афанасьева И.А.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

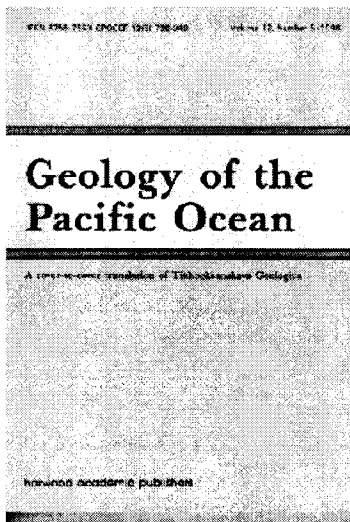
Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 01.12.98 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 15,25. Уч.-изд.л. 15,1
Тираж 200 экз. Заказ 18.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7



В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.



Geology of the Pacific Ocean, a cover-to-cover translation of **Тихоокеанская геология** (*Tikhookeanskaya Geologiya*), is published bimonthly by Harwood Academic Publishers GmbH for the purpose of making available in English reports of current Russian research in the geology of the Pacific region, as contained in the journal *Geology of the Pacific Ocean* of the Russian Academy of Sciences. The translation began with the 1984 issues (Volume 3).

Geology of the Pacific Ocean presents original research papers of both fundamental and applied natures, topical reviews, brief communications of great scientific interest requiring swift publication, and summaries of major conferences related to the Pacific region. This journal emphasizes such topics as the geologic structure of the Pacific floor and the geodynamic processes in the Earth's deep-seated shells. The latter are closely linked with both recent and ancient volcanism in the Pacific Ocean and its environs. Among the many areas reported on in depth are magnetism, plate tectonics, and geomorphological, morphotectonic and geodetic studies. This journal will prove useful to research and field geologists, geophysicists and geomorphologists and all others who wish to keep abreast of the latest developments in Pacific geology.

*Подписка на журнал оформляется в редакции с любого очередного номера
Организовано три пункта подписки на журнал "Тихоокеанская геология".*

*Редакция журнала "Тихоокеанская геология"
680000, г.Хабаровск, Ким Ю Чена 65. Обращаться к Ставицкой С.М. тел. 21-08-59.*

*Геологический институт ДВО РАН 680022, г.Владивосток, пр. 100-летия, 159.
Обращаться к Бадрединову З.Г., тел. 31-87-51.*

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г.Магадан, ул.Портовая, 16. Обращаться к Горячеву Н.А., тел. 3-00-51.*

Стоимость подписки:

для индивидуальных подписчиков:	1 экз. - 18 руб. годовая подписка - 108 руб.
для предприятий, организаций:	1 экз. - 20 руб. годовая подписка - 120 руб.

(Адрес подписчика)