

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

A stylized graphic element consisting of a dark blue silhouette of a mountain range or coastline against a white background, positioned below the main title.

3

1993

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н. А. ШИЛО*

*Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (отв. секретарь), Ю. И. Бакулин, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, Н. И. Лаерик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, А. Е. Радкевич, В. В. Ревердатто, Н. П. Романовский, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, В. Н. Шарпов*

---

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65. ИТИГ ДВО  
РАН. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО „Наука“, Сибирская издательская  
фирма.  
Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*  
Мл. редактор *М. А. Языкова*  
Художественный редактор *Л. В. Матеева*  
Технический редактор *А. В. Сурганова*  
Корректор *Р. К. Червова*

---

Сдано в набор 18.02.93. Подписано к печати 20.05.93. Формат 70 x 108 1/16. Высокая печать.  
Усл. печ. л. 11,9. Усл. кр.-отт. 12,4. Уч.-изд. л. 15. Тираж 345 экз. Заказ № 560.

---

Ордена Трудового Красного Знамени ВО „Наука“, Сибирская издательская фирма.  
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Новосибирская типография № 4 ВО „Наука“. 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

## НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАЙ — ИЮНЬ

№ 3, 1993

### СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| Фролова Т. И., Дриль С. И. Андезитовый вулканизм островных дуг и его геологическое значение  | 3   |
| Андреев А. А. Трансформные разломы земной коры северо-запада Тихого океана   | 14  |
| Антонов А. Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм   | 20  |
| Горкуша С. В., Малышев Ю. Ф. Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов  | 32  |
| Романовский Н. П. Зона гипергенеза: строение и петрофизические оценки (на примерах Дальнего Востока и Кольской СГС)  | 52  |
| Буряк В. А., Пересторонин А. Е. Новый — золотоколчеданный — тип оруденения на Востоке России   | 64  |
| Стриха В. Е. Два типа габбро-плагиигранитовых ассоциаций в северо-восточной части Корякского нагорья   | 77  |
| Кошкарёв В. Л., Кузнецов В. М. Магматическая адвекция в формировании структуры Верхояно-Чукотской области  | 92  |
| Гайдук В. В., Гриненко О. В., Сюндюков И. Ш. Возраст складчатости Момо-Зырянской впадины   | 99  |
| Ленников А. М., Никольский Н. С., Пахомова В. А., Октябрьский Р. А., Коновалова Н. П., Сапин В. И., Худоложкин В. О. Флюидный режим формирования ультрабазитов Кондерского щелочно-ультраосновного массива | 109 |
| Болотникова Т. Н. Палеогеновые отложения Павловского бурогоугольного месторождения (Ханкайский массив)   | 118 |
| Черкасов Р. Ф. О количестве минерогенических районов суши  | 125 |

### ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

|  |     |
|--|-----|
| Члену-корреспонденту РАН А. А. Сидорову — 60 лет | 129 |
|--|-----|

### КРИТИКА И ДИСКУССИИ

|   |     |
|---|-----|
| Власов Г. М. Один из вариантов общей эволюции Земли | 131 |
| Борукаев Ч. Б. Тектоника плит в архее               | 134 |

**PACIFIC GEOLOGY**

RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

May — June

N 3, 1993

CONTENTS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Frolova T. I., Drill S. I.</b> Andesite volcanism of island arcs and its geologic implications   | 3   |
| <b>Andreev A. A.</b> Transform faults of the Earth's crust, Northwestern Pacific  | 11  |
| <b>Antonov A. Yu.</b> Mafic homeogenic inclusions in the volcanics of the Kuril island arc and the problem of magmas mixing   | 20  |
| <b>Gorkusha S. V., Malyshev Yu. F.</b> Deep structure and seismicity of the junction of the Pacific and Central-Asian belts   | 32  |
| <b>Romanovsky N. P.</b> The zone of hypergenesis: structure and petrophysical estimates (as exemplified by the Far East and the Kolsky superdeep well)  | 52  |
| <b>Buryak V. A., Perestoronin A. E.</b> A new — gold-pyrite type of metallization in Russia's East  | 64  |
| <b>Strikha V. E.</b> Two types of gabbro-plagiogranite associations in the north-eastern part of the Koryak upland  | 77  |
| <b>Koshkaryov V. L., Kuznetsov V. M.</b> Magmatic advection in the formation of the structure of the Verkhojansk-Chukotka area  | 92  |
| <b>Gaiduk V. V., Grinenko O. V., Syundyukov I. Sh.</b> Folding age of the Momsk-Zyryansk depression   | 99  |
| <b>Lennikov A. M., Nikolsky N. S., Pakhomova V. A., Oktyabrsy R. A., Konovalova N. P., Sapin V. I., Khudolozkin V. O.</b> Fluid regime of ultrabasite formation of the Kondyor alkaline-ultrabasic massif | 109 |
| <b>Bolotnikova T. N.</b> Paleogene deposits of the Pavlovsk brown coal field (Khanka massif)  | 118 |
| <b>Cherkasov R. F.</b> On the quantity of mineragenic districts of the land   | 125 |

ANNIVERSARY DATE

|  |     |
|--|-----|
| Corresponding member Sidorov A. A. is 60 years old | 129 |
|--|-----|

CRITICISM AND DISCUSSIONS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Vlasov G. M.</b> One of the variants of the general evolution of the Earth | 131 |
| <b>Borukayev Ch. B.</b> Plate tectonics in the Archean                        | 134 |

УДК 552.323.4(571.645+571.66)

Т. И. Фролова, С. И. Дриль

## АНДЕЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Критически разобраны основные концепции образования островодужных андезитов и на примере двух серий пород вулканов Заварицкого и Эбеко (Курильские острова) показана решающая роль кристаллизационной дифференциации в этом процессе, что подтверждено количественными расчетами баланса вещества для петрогенных компонентов и редких земель. На основе этих моделей делается два главных вывода: 1) дифференциация мантийного базальтового вещества в пределах островных дуг приводит к формированию значительных масс андезитовых расплавов; 2) в островодужных системах происходит эффективное «расщепление» мантийного вещества на сиалическую компоненту, надстраивающую верхние горизонты земной коры, и кумулятивную ультрамафит-мафитовую, наращивающую базитовый слой под островными дугами.

Геологический эффект островодужного андезитового вулканизма является предметом оживленной дискуссии. Исходя из близости составов андезитов и континентальной земной коры, разработана и пользуется большой популярностью так называемая андезитовая модель ее формирования [10, 19]. Реальность андезитовой модели должна быть подтверждена различными путями, в том числе путем установления тонких геохимических и изотопных соответствий составов андезитов и земной коры, определением роли андезитового вулканизма в разные периоды геологической истории в связи с этапами роста земной коры и многими другими. Одним из путей является решение проблемы генезиса андезитов. В зависимости от того, являются ли андезиты производными мантии или коры, принципиально различна их корообразующая роль: в первом случае они наращивают кору мантийным материалом, во втором — их образование приводит к расслоению земной коры и к формированию в верхних ее горизонтах более богатого сиалическими компонентами слоя без видимого изменения ее валового состава. В современную эпоху андезитовый вулканизм широко развит на островных дугах и в активных окраинах андского типа, на материале которых могут быть решены в первую очередь вопросы их генезиса.

В настоящей статье рассматриваются вопросы происхождения островодужных андезитов на примере двух хорошо изученных вулканов Курильской островной дуги: Заварицкого (о. Симушир) и Эбеко (о. Парамушир).

**Серия пород вулкана Заварицкого.** Вулкан расположен на о. Симушир в центральной части Курильской островной дуги. Он представляет собой сложную телескопированную кальдеру, в которой выделяются две соммы и частично взорванный центральный конус [3]. Мощность земной коры под вулканом, по геофизическим данным, составляет 28—30 км [6]. Мощности «геосинклинального» и «гранитного» слоев примерно равны и в сумме составляют около 10 км. Породы вулкана образуют протяженную серию от базальтов до дацитов. Базальты и андезибазальты обладают порфировой структурой с устойчивым плагиоклаз-двупироксен-магнетитовым парагенезисом вкрапленников со спорадическим оливином

Составы силикатных минералов раннего парагенезиса вкрапленников различных типов пород вулканов Заварицкого, Эбеко и алливалитовых включений из пород этих вулканов

| Порода                | Минерал | Вулкан  |   |
|-----------------------|---------|---|---|
|                       |         | Заварицкого   | Эбеко   |
| Магнезиальный базальт | Ol      | —   | Fe <sub>85-76</sub> Fa <sub>15-24</sub>                     |
|                       | CPx     | —   | Fe <sub>14</sub> En <sub>15</sub> Wo <sub>41</sub>          |
|                       | OPx     | —   | Fe <sub>16</sub> En <sub>78</sub> Wo <sub>3</sub>           |
|                       | Pl      | —   | An <sub>50</sub> Or <sub>6</sub>                            |
| Лейкобазальт          | Ol      | Fe <sub>75</sub> Fa <sub>25</sub>                           | Fe <sub>85-79</sub> Fa <sub>15-21</sub>                     |
|                       | CPx     | Fe <sub>18-19</sub> En <sub>42</sub> Wo <sub>38-39</sub>    | Fe <sub>15-18</sub> En <sub>39-42</sub> Wo <sub>40-46</sub> |
|                       | OPx     | Fe <sub>32-33</sub> En <sub>63-64</sub> Wo <sub>4</sub>     | Fe <sub>36</sub> En <sub>26</sub> Wo <sub>3</sub>           |
|                       | Pl      | An <sub>82-71</sub> Or <sub>0</sub>                         | An <sub>60-53</sub> Or <sub>3</sub>                         |
| Андезибазальт         | Ol      | Fe <sub>72-66</sub> Fa <sub>28-34</sub>                     | Fe <sub>85-79</sub> Fa <sub>15-21</sub>                     |
|                       | CPx     | Fe <sub>18-22</sub> En <sub>41-42</sub> Wo <sub>37-39</sub> | Fe <sub>14-16</sub> En <sub>41-43</sub> Wo <sub>42-43</sub> |
|                       | OPx     | Fe <sub>23-33</sub> En <sub>63-68</sub> Wo <sub>3-4</sub>   | Fe <sub>34-35</sub> En <sub>61-62</sub> Wo <sub>3-4</sub>   |
|                       | Pl      | An <sub>82-69</sub> Or <sub>0</sub>                         | An <sub>60-53</sub> Or <sub>3</sub>                         |
| Андезит               | Ol      | Fe <sub>70</sub> Fa <sub>30</sub>                           | Fe <sub>83</sub> Fa <sub>17</sub>                           |
|                       | CPx     | Fe <sub>21-24</sub> En <sub>36-40</sub> Wo <sub>38-40</sub> | Fe <sub>15</sub> En <sub>40</sub> Wo <sub>45</sub>          |
|                       | OPx     | Fe <sub>42-51</sub> En <sub>46-57</sub> Wo <sub>3-4</sub>   | H. o.   |
|                       | Pl      | An <sub>64-50</sub> Or <sub>0</sub>                         | An <sub>80-75</sub> Or <sub>0-1</sub>                       |
| Алливалит             | Ol      | Fe <sub>76</sub> Fa <sub>24</sub>                           | Fe <sub>80</sub> Fa <sub>20</sub>                           |
|                       | CPx     | Fe <sub>13</sub> En <sub>43</sub> Wo <sub>44</sub>          | H. o.   |
|                       | Pl      | An <sub>98-90</sub> Or <sub>0</sub>                         | An <sub>98-80</sub> Or <sub>0-1</sub>                       |

Примечание. Здесь и далее в таблицах: Ol — оливин; CPx — клинопироксен; OPx — ортопироксен; Pl — плагиоклаз; Fe — ферстеритовая составляющая в оливине; Fa — фаялитовая составляющая в оливине; Fs — ферросилитовая составляющая в пироксене; En — энстатитовая составляющая в пироксене; Wo — волластонитовая составляющая в пироксене; An — анортитовая составляющая в плагиоклазе; Or — ортоклазовая составляющая в плагиоклазе; H. o. — состав минерала не определялся. Во всех парагенезисах присутствует титаномагнетит (Mt), а в магнезиальном базальте Эбеко (ан. 1) — хромшпинель и титаномагнетит.

(табл. 1) и приурочены к низам разреза постройки. Большая часть андезитов и дацитовые пемзы, практически лишённые вкрапленников, слагают ее верхние этажи. Количественное соотношение андезибазальтов и более кислых дифференциатов в разрезах вулкана, на основе оригинального и литературного материала [3, 11], составляет 2:1. Петрохимически породы вулкана относятся к низкокальциевой островодужной толеитовой серии нормальной щелочности (рис. 1) с низкими содержаниями крупнокатионных литофилов (г/т): Rb (5—7), Ba (113—135), Sr (250—260), K/Rb (600—750). Спектр редких земель (рис. 2) близок к хондритовому с легким обеднением церовыми землями. Абсолютные содержания лантаноидов закономерно возрастают от основных пород к более кислым.

Характерной особенностью средней и кислой пирокластики является наличие большого количества включений алливалитов, эвкритов [2, 20], габбро, габбро-диоритов [5]. Большинство исследователей приходят к выводу об их генетической общности с вулканитами. Авторы настоящей публикации [21, 22] считают, что включения ряда алливалит — эвкрит являются фрагментами дифференцированных очаговых зон и более ранних, комагматичных вулканитам интрузивных тел, которые формируются на ранних стадиях фракционирования высокоглиноземистых базальтовых расплавов.

**Серия пород вулкана Эбеко.** Вулкан расположен в северной части о. Парамушир (северное звено Курил) и представляет собой группу небольших конусов с приуроченными к ним лавовыми потоками. Мощность земной коры под вулканом оценивается в 35—40 км [6] при

Рис. 1. Положение фигуративных точек пород вулканов Заварицкого (1) и Эбеко (2) на классификационных диаграммах по [25]:

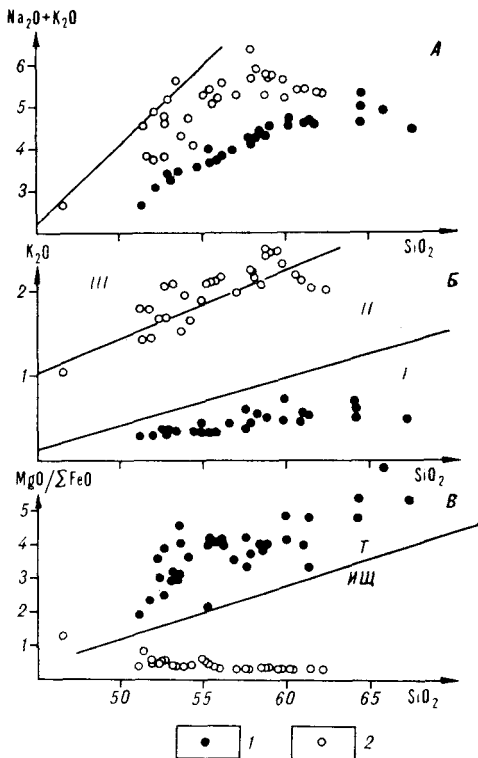
А — граница поля пород нормальной щелочности и субщелочных; Б — I—III — поля низокалиевых, умереннокалиевых и высококалиевых пород соответственно; В — граница между полями известково-щелочных (ИЩ) и толеитовых (Т) пород.

мощности «геосинклинали» и «гранитного» слоев, в сумме равной 15—20 км. Вулкан находится в зоне крупного субширотного разлома, подтвержденного в последнее время геофизикой (Т. К. Злобин, устное сообщение). Вулканическая серия представлена породами от магнезиальных базальтов до кислых андезитов. Объемы андезибазальтов и андезитов в постройке вулкана, с учетом оригинальных и литературных данных [12], соотносятся в пропорции 1,6:1. Минеральный состав вкрапленников во всех типах пород выдержан и представлен двупироксен-плагноклаз-магнетитовой ассоциацией, к которой в основных породах присоединяются оливин и небольшое количество хромшпинели (см. табл. 1). Породы вулкана относятся к известково-щелочной серии нормальной щелочности и умеренной калиевости (см. рис. 1). Наиболее дифференцированные различия вулканитов обнаруживают отчетливую тенденцию к обеднению щелочами и прежде всего калием, что может быть объяснено эманационным выносом этих компонентов из магматической системы [4]. Уровень содержания калия в породах определяет и уровень содержания крупнокатионных литофильных элементов ( $\tau/\tau$ ): Cs (1,1), Rb (40,5—50,9), Ba (336—447), K/Rb (270—380). Спектр редких земель характеризуется обогащенностью легкими лантаноидами (La/Yb 4,0—4,7).

В базальтовых и андезибазальтовых шлаках одного из конусов вулкана помимо обычных включений габбро- и габбро-норитов [17] нами обнаружены включения алливалитов. Особенности текстур и структур алливалитовых включений, их валового состава и состава слагающих эти включения минералов свидетельствуют об их протокристаллизационной природе [4].

Для описанных выше двух вулканических серий плавный и закономерный характер изменения химизма пород и слагающих их минералов позволяет предположить, что ведущим процессом их формирования является кристаллизационная дифференциация.

**Об образовании андезитов.** Для большинства андезитов островных дуг характерна тесная пространственная и временная связь с базальтами. Эта связь выражается также в общих чертах вещественного состава. Она прослеживается и на примере вулканов, рассмотренных в настоящей статье. Так, на вулканах Заварицкого и Эбеко лавы основного состава образуют потоки, приуроченные преимущественно к их основаниям. Общие черты вещественного состава базальтов и андезитов, позволяющие говорить об их генетической общности, выражаются в следующем: обилие родственных включений более основного состава в андезитах; наличие сквозных парагенезисов минералов в породах разной кремнекислотности с убыванием высокотемпературных фаз от более основных пород к более кислым; сохранение во всем спектре пород



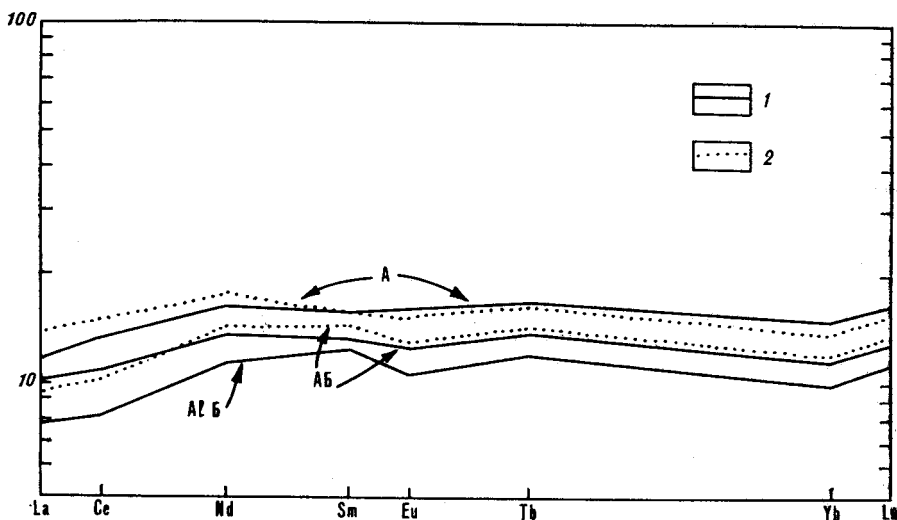


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в глиноземистом базальте (АІВ), среднем андезибазальте (АВ) и среднем андезите (А) влк. Заварицкого:

1 — составы реальных вулканитов; 2 — модельные составы, рассчитанные на основе баланса масс для петрогенных компонентов с использованием коэффициентов распределения [26].

главнейших особенностей химизма, таких как тип щелочности, принадлежность к одному и тому же виду петрохимической серии и др.; сходный характер распределения малых элементов и редких земель; сходство изотопных отношений [22].

Таким образом, в рассмотренных вулканических сериях, достаточно типичных для Курильской островной дуги, андезиты несомненно являются производными базальтовой магмы. Встает вопрос о том, каков механизм образования больших объемов андезитов и какова роль базальтовой магмы в этом процессе?

Согласно современным представлениям, путей образования андезитов может быть несколько: 1) непосредственное выплавление андезитов из материала мантии [28]; 2) частичное плавление океанической коры, трансформированной в эклогиты [16]; 3) смешение базальтовых и кислых магм [27]; 4) преобразование базальтовых магм путем метаматматизма и магматического замещения [8, 9]; 5) кристаллизационная дифференциация базальтовых магм, образовавшихся в мантийном клине, сопровождаемая большим или меньшим взаимодействием с коровым материалом [1, 18, 25].

Гипотезы 1 и 2 должны быть сразу отвергнуты, поскольку они предусматривают образование андезитов вне связи с базальтовой магмой. Гипотеза 3 вероятна в данном случае, однако при учете постоянства состава андезитов смешение вряд ли является ведущим процессом их образования. Таким образом, наше внимание сосредоточивается на гипотезах 4 и 5, которые подразумевают связь андезитов с базальтами и могут объяснить появление больших объемов андезитов.

Гипотеза 4, рассматривающая процесс магматического замещения как ведущий при образовании андезитов, предложена А. А. Маракушевым [9] и основывается на работах Д. С. Коржинского [8] по гранитизации, являясь дальнейшим их развитием. Согласно этой гипотезе, процесс носит инфильтрационный характер и протекает при участии трансмагматических флюидов, фильтрующихся из магмы в замещаемый субстрат. При этом базальтовая магма трансформируется в андезитовую, взаимодействуя с коровым субстратом и стабилизируясь на андезитовом минимуме температуры [7, 9]. С ростом флюидного давления в плутонической фации тот же процесс с достижением более низкотемпературной эвтектики приводит к образованию гранитной магмы.



Не имея возможности детального разбора этой гипотезы, отметим, что приложение рассмотренного механизма для объяснения образования больших объемов вулканических пород требует подтверждения дополнительными экспериментальными и геолого-петрологическими данными. Как показывает анализ имеющихся экспериментальных материалов [14], температурный андезитовый минимум, являющийся необходимым условием реализации этого процесса, существует только в условиях мантийных давлений и исчезает в области коровых давлений. Неясен и вопрос о возможности столь высоких содержаний летучих компонентов в мантийных базальтовых расплавах, исходных для андезитов, чтобы они могли привести к длительной фильтрации самостоятельной флюидной фазы, образующей трансмагматические потоки. Как известно, растворимость летучих в базальтовых расплавах намного выше их средних содержаний. В особенности это справедливо для низкокалиевых магм, широко распространенных в островных дугах, несущих все черты маловодных образований (отсутствие гидроксилсодержащих минералов, поздняя кристаллизация магнетита, высокий рост железистости с увеличением сиаличности пород). Кроме того, высокие содержания летучих затрудняют, как известно, подъем расплавов к поверхности. Следует учесть также, что большинство андезитов содержат сквозные парагенезисы минералов, свидетельствующие о тесном взаимодействии процессов кристаллизации и дифференциации эволюционирующих расплавов.

**Фракционирование в островодужных магмах.** Реальность и высокая петрогенетическая значимость процессов кристаллизационной дифференциации для базитовых магм при образовании андезитов (гипотеза 5) убедительно показаны [1, 18, 25]. Классическим примером наличия и эффективности процесса фракционирования вкрапленников в островодужных базальтах могут служить глубоко дифференцированные базальтовые потоки влк. Ветровой (о. Парамушир), в подошве которых за счет обогащения клинопироксеном и оливином появляются почти ультраосновные породы, а в кровле — лейкобазальты и андезибазальты [15]. Возможность фракционирования из базальтовых магм основного плагиоклаза была специально рассмотрена Куширо [29]. Проведенные им эксперименты показали, что плотность базальтового расплава, содержащего 1,5 мас. % воды в условиях коровых давлений, ниже плотности основного плагиоклаза, содержащего более 60 % анортитовой составляющей. В связи с этим, формирование плагиоклазсодержащих кумулятов возможно на различных глубинах в пределах коры. Данные Э. С. Персикова [13] по плотностям расплавов островодужных базальтов и андезитов также свидетельствуют о возможности фракционирования темновесных минералов и плагиоклаза. Этим исследователем экспериментально показана невысокая вязкость андезитовых расплавов примерно на уровне  $10^4$ — $10^5$  Пуаз, т. е. на уровне весьма подвижных базальтовых эффузивов, что может свидетельствовать в пользу эффективности фракционирования субликвидусных парагенезисов минералов, содержащих плагиоклаз, из жидкостей не только основного, но и среднего состава.

**Первичные расплавы островодужных серий.** Как было показано [22, 25], базальты, а тем более средние породы островных дуг в подавляющем большинстве не отвечают составам, равновесным с мантийным субстратом. В то же время, геофизические данные фиксируют наличие под вулканами аномальных зон, уходящих в мантию [6], что уверенно свидетельствует о мантийной природе первичных расплавов. Это наводит на мысль, что наблюдаемые на поверхности породы островодужных серий в подавляющем большинстве случаев являются продуктами процесса глубокой дифференциации. Базальт, обладающий примитивными, близкими к «мантийным» характеристиками, обнаружен нами только в пределах вулканической группы Эбеко (табл. 2, ан. 1). Этот магнезиальный базальт вполне сопоставим с расчетным составом первичной выплавки для пород известково-щелочной серии [30]. Для серии пород глк. Заварицкого примитивные базальтовые составы нам не известны, что

Гипотетическая схема фракционирования серии пород влк. Эбеко

| Оксиды                         | 1     | 2      | 3     | 4      | 5     | 6      | 7     | 8      | 9     | 10     | 11     | 12     | 13     | 14    |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48,69 | 50,66  | 51,57 | 52,99  | 52,07 | 54,55  | 54,02 | 58,40  | 58,20 | 41,94  | 40,25  | 44,37  | 48,83  | 46,43 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,72  | 0,80   | 0,72  | 0,78   | 0,74  | 0,71   | 0,60  | 0,40   | 0,59  | 0,42   | 0,02   | 0,76   | 0,98   | 1,12  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,12 | 17,43  | 16,45 | 17,87  | 17,92 | 18,00  | 17,70 | 17,31  | 16,96 | 0,90   | 0,06   | 17,11  | 19,38  | 19,06 |
| FeO*                           | 9,98  | 9,07   | 9,21  | 8,96   | 8,84  | 8,67   | 8,60  | 7,54   | 7,49  | 14,04  | 14,42  | 7,15   | 10,86  | 10,72 |
| MnO                            | 0,18  | 0,15   | 0,18  | 0,18   | 0,16  | 0,19   | 0,20  | 0,26   | 0,17  | 0,31   | 0,22   | 0,09   | 0,11   | 0,23  |
| MgO                            | 13,51 | 8,02   | 7,48  | 4,91   | 4,82  | 4,64   | 4,42  | 3,89   | 3,64  | 36,59  | 44,60  | 4,89   | 5,24   | 5,97  |
| CaO                            | 9,48  | 10,45  | 9,45  | 10,24  | 9,36  | 8,62   | 8,46  | 7,08   | 6,93  | 5,70   | 0,39   | 22,67  | 11,27  | 11,83 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,71  | 2,41   | 2,30  | 2,50   | 2,60  | 2,50   | 2,61  | 2,43   | 3,20  | 0,10   | 0,04   | 2,72   | 3,06   | 2,60  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,06  | 1,32   | 1,45  | 1,58   | 1,56  | 2,14   | 1,76  | 2,68   | 1,94  | —      | —      | 0,24   | 0,27   | 0,31  |
| Сумма                          | 99,45 | 100,00 | 98,81 | 100,00 | 98,07 | 100,00 | 98,37 | 100,00 | 99,12 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 98,27 |
| Объемы дифференциатов, отн. %  | 100   | 80,2   |       | 74,7   |       | 52,6   |       | 33,1   |       | 19,8   | 5,5    | 22,1   | 19,5   |       |
| Сумма R <sup>2</sup>           |       | 3,919  |       | 0,685  |       | 0,316  |       | 1,405  |       |        |        |        |        |       |

Примечание. Анализ (в мас. %): 1 — первичный магнезиальный базальт серии пород; 2 — состав «промежуточного» магнезиального базальта, полученного при фракционировании парагенезиса 14,1% O<sub>1</sub>Fe<sub>10</sub> + 5,3% Cr<sub>1</sub>Fe<sub>15</sub> + 0,5% Mt; 3 — состав реального базальта серии, сопоставимого с составом 2; 4 — состав лейкократового базальта, полученный при фракционировании парагенезиса 6,3% O<sub>1</sub>Fe<sub>15</sub> + 0,5% O<sub>1</sub>Cr<sub>15</sub> + 0,5% O<sub>1</sub>Fe<sub>15</sub> из состава 2; 5 — средний состав лейкократового базальта серии пород; 6 — состав андезитобазальта, полученный при фракционировании парагенезиса 5,8% Cr<sub>1</sub>Fe<sub>16</sub> + 2,9% O<sub>1</sub>Cr<sub>15</sub> + 18,7% P<sub>1</sub>Al<sub>60</sub> + 2,2% Mt из среднего состава базальта 5; 7 — средний состав андезитобазальта серии пород; 8 — состав андезита, полученный при фракционировании парагенезиса 5,8% Cr<sub>1</sub>Fe<sub>16</sub> + 2,9% O<sub>1</sub>Cr<sub>15</sub> + 18,7% P<sub>1</sub>Al<sub>60</sub> + 2,2% Mt из среднего состава андезитобазальта 7; 9 — средний состав андезита серии пород; 10 — состав кумулята 14,1% O<sub>1</sub>Fe<sub>10</sub> + 5,3% Cr<sub>1</sub>Fe<sub>15</sub> + 0,5% Mt; 11 — состав кумулята 6,3% O<sub>1</sub>Fe<sub>15</sub> + 0,5% O<sub>1</sub>Cr<sub>15</sub> + 0,5% O<sub>1</sub>Fe<sub>15</sub>; 12 — состав кумулята 5,8% Cr<sub>1</sub>Fe<sub>16</sub> + 2,9% O<sub>1</sub>Cr<sub>15</sub> + 18,7% P<sub>1</sub>Al<sub>60</sub> + 2,2% Mt; 13 — состав кумулята 6% Cr<sub>1</sub>Fe<sub>15</sub> + 4,1% O<sub>1</sub>Cr<sub>15</sub> + 23,7% P<sub>1</sub>Al<sub>65</sub> + 3,3% Mt; 14 — состав реального включенного габбро-норита из андезита влк. Эбеко. Сумма R<sup>2</sup> — сумма квадратов невязок по оксидам.

Гипотетическая схема фракционирования серии пород влк. Заварицкого

| Оксид                          | 1     | 2      | 3     | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9     | 10     | 11     | 12    | 13     | 14     |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 49,71 | 51,26  | 51,31 | 52,43  | 52,20  | 54,56  | 54,79  | 60,21  | 59,18 | 42,57  | 45,21  | 44,40 | 45,89  | 48,62  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,74  | 0,88   | 0,71  | 0,75   | 0,80   | 0,88   | 0,90   | 0,76   | 0,88  | 0,05   | 0,18   | 0,13  | 0,53   | 0,99   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,97 | 17,80  | 17,72 | 17,21  | 17,06  | 17,58  | 17,65  | 15,61  | 15,29 | 1,37   | 24,45  | 25,88 | 15,68  | 20,17  |
| FeO*                           | 10,57 | 11,03  | 11,03 | 11,52  | 11,48  | 10,94  | 10,98  | 10,25  | 10,06 | 8,44   | 4,64   | 5,65  | 12,75  | 11,35  |
| MnO                            | —     | —      | 0,19  | 0,20   | 0,19   | 0,21   | 0,18   | 0,21   | 0,21  | —      | 0,08   | 0,09  | 0,12   | 0,14   |
| MgO                            | 13,03 | 6,70   | 5,10  | 5,25   | 5,26   | 3,24   | 3,25   | 2,42   | 2,46  | 43,98  | 7,37   | 7,68  | 11,05  | 11,59  |
| CaO                            | 9,00  | 10,11  | 10,09 | 9,86   | 10,05  | 9,04   | 9,07   | 6,56   | 6,43  | 3,59   | 17,48  | 14,52 | 12,98  | 11,59  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,56  | 1,88   | 2,27  | 2,39   | 2,69   | 3,15   | 3,14   | 3,38   | 4,03  | —      | 0,59   | 0,68  | 1,00   | 2,87   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,28  | 0,34   | 0,36  | 0,38   | 0,30   | 0,41   | 0,35   | 0,63   | 0,53  | —      | —      | 0,04  | —      | —      |
| Сумма                          | 99,86 | 100,00 | 98,78 | 100,00 | 100,03 | 100,00 | 100,31 | 100,00 | 99,07 | 100,00 | 100,00 | 99,35 | 100,00 | 100,00 |
| Объем дифференциатов, отн. %   | 100   | 82,9   |       | 75,6   |        | 55,8   |        | 30,4   |       | 17,1   | 7,3    |       | 19,8   | 25,4   |
| Сумма R <sup>2</sup>           |       | 0,254  |       | 0,250  |        | 0,009  |        | 0,767  |       |        |        |       |        |        |

Примечание. Анализы (в мас. %): 1 — гипотетический состав первичной выплавки для пород низкокальциевой серии по [30]; 2 — состав глиноземистого базальта, полученный при фракционировании 14,2% O<sub>1</sub>Fa<sub>10</sub>+2,8% CRXFs<sub>13</sub> из первичного расплава; 3 — средний состав глиноземистого базальта по данным [3, 23]; 4 — состав лейкокраптового базальта, полученный при фракционировании из состава 3 парагенезиса 0,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>20</sub>+5% P<sub>1</sub>Al<sub>93</sub>+1,5% CRXFs<sub>13</sub>; 5 — средний состав лейкокраптового базальта; 6 — состав андезитобазальта, полученный при фракционировании парагенезиса 5% O<sub>1</sub>Fa<sub>30</sub>+7,9% CRXFs<sub>18</sub>+12,2% P<sub>1</sub>Al<sub>80</sub>+1,0% Mt из состава 5; 7 — средний состав андезитобазальта серии; 8 — состав андезита, полученный при фракционировании парагенезиса 9,4% CRXFs<sub>19</sub>+1,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>10</sub>+2,8% CRXFs<sub>13</sub>; 11 — состав кумулята 0,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>20</sub>+5% P<sub>1</sub>Al<sub>93</sub>+2,8% CRXFs<sub>13</sub>; 12 — состав реального алливалтового включения из пород влк. Заварицкого; 13 — состав кумулята 5% O<sub>1</sub>Fa<sub>30</sub>+7,9% CRXFs<sub>18</sub>+12,2% P<sub>1</sub>Al<sub>80</sub>+1,0% Mt; 14 — состав кумулята 9,4% CRXFs<sub>19</sub>+1,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>10</sub>+2,8% CRXFs<sub>13</sub>+1,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>20</sub>+29,8% P<sub>1</sub>Al<sub>93</sub>+4,5% Mt из состава 5; 7 — средний состав андезитобазальта серии; 8 — состав андезита, полученный при фракционировании парагенезиса 9,4% CRXFs<sub>19</sub>+1,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>10</sub>+2,8% CRXFs<sub>13</sub>; 11 — состав кумулята 0,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>20</sub>+5% P<sub>1</sub>Al<sub>93</sub>+2,8% CRXFs<sub>13</sub>; 12 — состав реального алливалтового включения из пород влк. Заварицкого; 13 — состав кумулята 5% O<sub>1</sub>Fa<sub>30</sub>+7,9% CRXFs<sub>18</sub>+12,2% P<sub>1</sub>Al<sub>80</sub>+1,0% Mt; 14 — состав кумулята 9,4% CRXFs<sub>19</sub>+1,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>10</sub>+2,8% CRXFs<sub>13</sub>+1,8% O<sub>1</sub>Fa<sub>20</sub>+29,8% P<sub>1</sub>Al<sub>93</sub>+4,5% Mt. Сумма R<sup>2</sup> — сумма квадратов отклонения по оксидам.

заставило выбрать в качестве исходного расплава расчетный состав первичной выплавки для пород низкокальциевой серии (табл. 3, ан. 1) [30]. Отметим, что сходные магнезиальные низкокальциевые базальты были описаны в серии платоэффузивов о. Кунашир [15].

Далее с помощью метода наименьших квадратов предпринята попытка построения моделей эволюции этих расплавов, формировавших породы двух рассматриваемых вулканов, при допущении, что главным процессом являлась кристаллизационная дифференциация. В расчетных моделях при оценке объемных соотношений дифференциатов объемы последующих дифференциатов были отнесены к первичному объему исходного расплава, условно принятому за 100 %. Составы минералов в модельных фракционируемых парагенезисах выбирались с учетом реально наблюдаемых в различных типах пород вулканических серий (см. табл. 1).

Модельные расчеты для серии пород влк. Заварицкого вплоть до андезитовых составов представлены в табл. 3. Для первичного гипотетического состава серии (ан. 1) нами предполагается по крайней мере два этапа фракционирования. Первый этап характеризуется фракционированием, в основном, оливина ( $\text{Ca}_{10}$ ), равновесного с составом первичного магнезиального базальта. Некоторое количество хромистой шпинели, которая может кристаллизоваться на этом этапе, не учитывалось при расчетах, ввиду ее незначительного влияния на баланс петрогенных компонентов. На первом этапе расплав обедняется магнием и обогащается глиноземом и щелочами, что приводит к появлению более лейкократовых базальтовых жидкостей (ан. 2), близких по составу к среднему глиноземистому базальту этой вулканической серии (ан. 3) по [3, 23]. Второй этап эволюции расплава (ан. 2) протекает за счет фракционирования более разнообразного парагенезиса вкрапленников (оливин + + плагиоклаз  $\pm$  клинопироксен  $\pm$  магнетит) и приводит к образованию более лейкократового глиноземистого базальта (ан. 4), полностью сопоставимого по составу с реальным лейкократовым базальтом серии (ан. 5).

Минеральный состав фракционируемого парагенезиса типичен для низкокальциевых глиноземистых базальтов Курил и Камчатки и, в том числе, для некоторых базальтов влк. Заварицкого [11]. Дальнейшая эволюция лейкократового базальтового и андезибазальтового расплавов (ан. 5, 7) протекает в результате фракционирования плагиоклаз-двупироксен-магнетитового парагенезиса минералов, типичного для этих пород. Сопоставление расчетных (ан. 6, 8) составов андезибазальта и андезита серии и их природных аналогов (ан. 7, 9) показывает их несомненное сходство. Состав кумулятов на этих стадиях фракционирования отвечает габбро-норитам (ан. 13, 14). Следует отметить, что для толеитовой серии пород влк. Заварицкого наблюдается хорошее совпадение расчетных и реальных составов по всем петрогенным компонентам, что подтверждает сделанный ранее вывод [22] об образовании толеитовых серий островных дуг за счет фракционирования базальтовой магмы. Интересно сопоставить расчетное количество получаемой андезитовой жидкости — 30,4 % от первоначального объема расплава, и реальный объем среднекислой пирокластики второй соммы вулкана — 19,9 %. Несмотря на приближительность этих оценок, можно говорить о том, что реальный процесс фракционирования расплавов заметно менее «эффективен» по сравнению с его простейшей расчетной моделью.

Предложенная схема фракционирования, основанная на балансе петрогенных компонентов, полностью подтверждается моделированием фракционирования редкоземельных элементов (см. рис. 2). Уровни содержаний лантаноидов рассчитывались с учетом определенных ранее (см. табл. 2) фракционируемых минеральных парагенезисов. При расчетах принимались значения  $K_r$  редких земель, рекомендованные в [26].

Для серии пород влк. Эбеко нами предполагается сходная схема фракционирования (см. табл. 2). В качестве исходного расплава серии нами принят состав магнезиального базальта (ан. 1), обладающего весь-

ма примитивными вещественными характеристиками: высоким содержанием хрома (1360 г/т), высоким отношением Ni/Co (4,3), высоким значением магниевого числа ( $Mg_{ar}$  0,74), отсутствием европиевого минимума ( $Eu/Eu^*$  0,98). Эволюция исходного расплава в область более лейкократовых умеренно магнезиальных составов протекает благодаря фракционированию существенно оливинового парагенезиса вкрапленников (ан. 10), включающего также некоторое количество клинопироксена и магнетита. Хромшпинель, присутствующая в виде немногочисленных включений в кристаллах оливина, в расчетах не учитывалась. Среди реальных пород нам известны базальты (ан. 3), сходные по составу с расчетным умеренно магнезиальным составом (ан. 2). Дальнейшее фракционирование такого базальта приводит к появлению высокоглиноземистых базальтовых расплавов (ан. 4). Расчетный состав глиноземистого базальта хорошо сопоставим со средним составом лейкократового базальта серии (ан. 5). Эволюция последнего с образованием андезибазальтового и андезитового расплавов (ан. 6, 8) определяется фракционированием дупироксен-плагиоклаз-магнетитового парагенезиса минералов (ан. 12, 13). Для всей серии пород влк. Эбеко также наблюдается удовлетворительное схождение теоретически рассчитанных и реальных составов, за исключением щелочей, что объясняется активным участием в процессе петрогенезиса флюидной фазы. Последняя обуславливает вынос части щелочей из магматической системы, особенно интенсивно на завершающих стадиях ее эволюции [4]. В отличие от серии пород влк. Заварицкого, в фракционировании которой заметную роль играет «алливалитовый» парагенезис минералов и во вкрапленниках пород (см. табл. 1), и в кумулятивных образованиях, фракционирование базальтовых расплавов влк. Эбеко должно было происходить в результате отсадки более мафического парагенезиса вкрапленников, в котором плагиоклаз играл заметную роль лишь при фракционировании лейкократовых базальтов. В то же время, присутствие в некоторых базальтовых — андезибазальтовых шлаках вулкана алливалитовых протокристаллизационных включений указывает на существование оливин-анортитового близликвидусного парагенезиса, по крайней мере, в части базальтовых расплавов. Плагиоклаз-пироксен-магнетитовое фракционирование поздних этапов приводит к появлению более кислых дифференциатов — андезибазальтов и андезитов.

**Роль андезиитообразования в формировании коры.** Представления авторов о характере фракционирования расплавов изученных вулканических серий в верхней мантии и коре под островной дугой суммированы на рис. 3. Разрезы коры под вулканами составлены с использованием данных Т. К. Злобина (см. [6], а также устное сообщение, 1987 г.). Геологическое содержание выделенных по геофизике слоев реконструировано с учетом данных по ксенолитам, описанным в породах данных вулканических серий и на сопредельных территориях [2, 5, 17].

Общие закономерности эволюции расплавов сводятся к следующему. Мантийные источники первичных расплавов серий намечены нами со значительной степенью условности. Для низкокальциевой серии пород влк. Заварицкого, максимально обедненной легкими литофильными элементами, предполагается истощенный источник, близкий к MORB, а для известково-щелочной серии влк. Эбеко — метасоматически обогащенный источник [24]. В области перехода кора — мантия на глубинах 35—45 км [21] исходные базальтовые расплавы образуют крупные магматические очаги, в которых происходит интенсивное фракционирование оливина и сопутствующей ему хромшпинели, обедняющее исходный расплав магнием, никелем и хромом. Образование таких очагов именно на этом уровне может быть обусловлено уменьшением разности плотностей базальтовой жидкости и вмещающих мантийных пород [29]. Наряду с обеднением высокотемпературными мафическими компонентами расплав обогащается глиноземом, кальцием и щелочами, т. е. приобретает черты глиноземистого базальта.

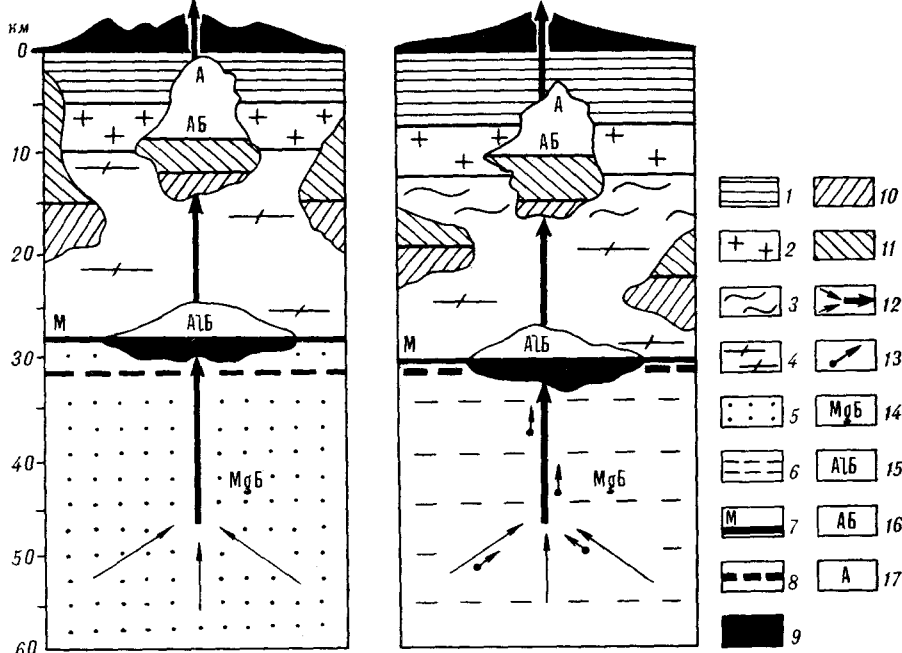


Рис. 3. Гипотетические модели эволюции вулканов Заварицкого и Эбеко:

1 — неоген-четвертичные образования; 2 — «гранитный» слой земной коры; 3 — амфиболиты; 4 — базиты, кристаллические сланцы, гранулиты «базальтового» слоя земной коры; 5 — источникный мантийный субстрат типа MORB; 6 — метасоматически обогащенный субстрат типа MORB; 7 — раздел Мохо; 8 — нижняя граница устойчивости плагиоклазовой фации гипербазитов; 9 — ультраосновные кумулятивные образования; 10 — кумуляты с преобладанием анортит-оливинового минерального парагенезиса; 11 — габброидные двупироксен-плагиоклаз-магнетитовые кумулятивные образования; 12 — области сегрегации расплавов; 13 — флюидная фаза, сопровождающая расплавы; 14 — магнезиальный базальт; 15 — глиноземистый базальт; 16 — андезибазальт; 17 — андезит.

Его дальнейшая эволюция протекает в пределах коровых очагов, в которых процесс кристаллизационной дифференциации может привести в конечном счете к образованию андезитов. В наиболее чистом виде этот процесс проявлен в толеитовых сериях (влк. Заварицкого). В известково-щелочных он может осложняться флюидно-магматической дифференциацией (влк. Эбеко). Однако можно с уверенностью сказать, что глубокая дифференциация базальтового материала при образовании андезитов островных дуг несомненна. Процесс глубокого фракционирования первичных базальтовых расплавов неизбежно приводит к формированию больших объемов кумулятов, играющих заметную роль в строении зоны перехода от мантии к коре (корово-мантийной смеси) и земной коры под островными дугами. На ранних этапах фракционирования это — значительные объемы существенно оливиновых кумулятов, на более поздних (в верхних горизонтах коры) — разнообразные габброиды.

Установленные объемные соотношения между дифференциатами в ходе эволюции исходной магмы (см. табл. 2, 3) позволяют оценить относительные объемы образуемых кумулятов. Для этого допустим, что комплекс геосинклинальных отложений, мощность которого в среднем для Курил составляет около 5 км, на 50 % сложен андезитами и генетически связанными с ними кислыми дифференциатами. Это вполне согласуется с оценками частоты встречаемости различных типов четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги [10]. Простейший расчет показывает, что при формировании слоя андезитов мощностью 2,5 км мощность слоя образованных при этом кумулятов должна составлять около 5,7 км для низкокальциевой серии влк. Заварицкого и около 5,0 км для известково-щелочной серии влк. Эбеко. Это составляет до 18 % мощности коры под этими вулканами.

Однако, как было показано выше на примере серии влк. Заварицкого, реальный процесс дифференциации может оказаться примерно вдвое менее эффективным по сравнению с моделью, что вынуждает относиться к сделанным оценкам как к возможным верхним пределам. Учитывая существование интрузивных аналогов андезитов, также сформированных за счет кристаллизационной дифференциации базальтов, количество кумулятов в коре составляет, по нашему мнению, не менее 10% ее объема. Таким образом, даже самые приблизительные оценки показывают заметную роль, которую должны играть в строении коры под островными дугами кумулятивные образования.

Приведенные данные свидетельствуют о ведущей роли кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в формировании ряда андезитосодержащих вулканических серий островных дуг. Однако необходимо отметить, что этот процесс не единственный и в относительно чистом виде применим преимущественно к толеитовым сериям. В известково-щелочной серии Эбеко он дополняется флюидно-магматической дифференциацией, влияющей на содержания щелочей. Кроме того, в образовании андезитов участвуют и другие процессы. К ним относятся смещение магм различного состава (преимущественно разной степени эволюции единой исходной магмы, что позволяет отнести этот процесс к автосмещению), доказательством которого являются многочисленные включения эффузивного и интрузивного облика, наличие в породах ксенокристов, неравновесных с расплавом, следы резорбции и обратной зональности в породообразующих минералах. Другим важным процессом является контаминация базальтовым расплавом материала земной коры, что часто не позволяет получить для ряда известково-щелочных андезитов удовлетворительные модели фракционирования [4, 22]. Однако ведущим является дифференциация базальтовой магмы, остальные же процессы осложняют ее в большей или меньшей степени.

Итак, мы пришли к следующим выводам.

1. Дифференциация мантийного базальтового вещества в пределах островных дуг приводит к формированию значительных масс андезитовых расплавов.

2. В островодужных системах происходит эффективное «расщепление» мантийного вещества на сиалическую компоненту, надстраивающую верхние горизонты земной коры, и кумулятивную ультрамафит-мафитовую, наращивающую базитовый слой под островной дугой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Эволюция щелочно-земельных магм.— М.: Наука, 1978.
2. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.— М.: Наука, 1978.
3. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1967.
4. Дриль С. И. Происхождение и эволюция островодужных андезитов на примере вулканов Заварицкого, Эбеко (Курильские острова) и Шивелуч (Камчатка): Автореф. канд. дис.— М., 1988.
5. Ермаков В. А., Волынец О. Н., Колосков А. В. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.— М.: Наука, 1987.— С. 293—312.
6. Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.
7. Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочно-земельной серии при давлениях 25—45 кбар // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1977.— С. 97—169.
8. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 2.— С. 56—69.
9. Маракушев А. А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1977.— С. 24—39.
10. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры.— М.: Наука, 1967.
11. Остапенко В. Ф. Петрология кальдер Курильских островов (на примере кальдер Медвежьей и Заварицкого) // Геология и геофизика Тихоокеанского пояса.— Новоалександровск, 1970.— С. 159—176. (Тр. СахКНИИ: Вып. 25).

12. *Петрология кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции.*— М.: Наука, 1966.
13. *Персиков Э. С. Вязкость магматических расплавов.*— М.: Наука, 1984.
14. *Попов В. С. Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение // Геохимия.*— 1981.— № 11.— С. 1665—1676.
15. *Происхождение серий островных дуг.*— М.: Недра, 1985.
16. *Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.*— М.: Недра, 1981.
17. *Родионова Р. И., Федорченко В. И. Глубинные включения островных дуг (Курильские острова) // Глубинные включения и верхняя мантия.*— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.— С. 175—181.
18. *Рябчиков И. Д. Процессы мантийно-корового магнеобразования // Эволюция магматизма в истории Земли.*— М.: Наука, 1987.— С. 390—395.
19. *Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция.*— М.: Мир, 1988.
20. *Фролова Т. И., Бейли Дж., Бурикова И. А. и др. О генетической общности оливин-анортитовых включений и вмещающих их пород // Тихоокеан. геология.*— 1988.— № 4.— С. 27—35.
21. *Фролова Т. И., Бурикова И. А., Дриль С. И. и др. Природа низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и условия их формирования // Там же.*— 1989.— № 6.— С. 85—96.
22. *Фролова Е. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование коры активных окраин.*— М.: Недра, 1989.
23. *Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис.*— М.: Наука, 1989.
24. *Bailey J. C., Frolova T. I., Burikova I. A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kuril island-arc basalts // Contrib. Miner. Petrol.*— 1989.— N 102.— P. 265—280.
25. *Gill D. Orogenic andesites and plate tectonics.*— Springer-Verlag, 1981.
26. *Fujimaki H. Fractional crystallization of the basaltic suite of Usu volcano, Southwest Hokkaido, Japan, and its relationships with the associated felsic suite // Lithos.*— 1986.— N 19.— P. 129—140.
27. *Kay R. W. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust—upper mantle system // J. Geol.*— 1980.— N 88.— P. 497—517.
28. *Kushiro I. Composition of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle // J. Geophys. Res.*— 1968.— N 73.— P. 619—634.
29. *Kushiro I. A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese Island arc // Magmatic Processes: Physico-chemical Principles, The Geochemical Society, Special Publication 1/Ed. B. O. Mysen.*— University Park, 1987.— P. 165—181.
30. *Tatsumi Y., Sakuyama H., Kushiro I. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones // J. Geophys. Res.*— 1983.— N 88.— P. 5815—5825.

МГУ  
Москва  
Институт геохимии СО РАН  
Иркутск

*Поступила в редакцию  
27 июля 1992 г.*

УДК 550.4 : 551.46

А. А. Андреев

## ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

На основе анализа новых гидромагнитных данных представлена схема трансформных разломов земной коры между Курило-Камчатским желобом и Императорским хребтом.

Охарактеризованы наиболее значительные трансформные разломы, срезаемые Курило-Камчатским желобом, уточнена граница зоны некоррелированного магнитного поля мелового возраста.

Наиболее примечательной геофизической особенностью рассматриваемой акватории, ограниченной Курило-Камчатским желобом с западной стороны и Императорским (Северо-Западным) хребтом — с восточной, является известная так называемая Японская несимметричная система стратифицированных раннемеловых — позднерурских магнитных



аномалий. Предполагается, что источник аномалий — активный хребет (дивергентная граница) полностью субдудировался под Курило-Камчатский желоб.

В отличие от трансформных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия, связь выделяемых трансформных разломов в северо-западной части Тихого океана с активным хребтом, строго говоря, только предполагается. Поэтому чрезвычайно важным представляется самостоятельное исследование этих разломов, имея в виду изучение их в связи с тектоническим каркасом региона, лежащего к западу от Курило-Камчатского желоба.

В предлагаемой статье основное внимание уделено задаче уточнения количества и протяженности трансформных разломов в океане как важнейшей основе последующих палеотектонических обобщений.

Большой объем магнитных измерений, выполненных ИМГиГ ДВО РАН вблизи Курило-Камчатского желоба, интерпретировался до сих пор главным образом в связи с тектоникой Курило-Камчатской островной системы [6]. В данной статье этот материал вместе с ранее не опубликованными магнитными профилями используется для анализа рисунка трансформных разломов, намеченных в предыдущих исследованиях, и возрастной идентификации линейных аномалий магнитного поля с целью уточнения представлений о структуре Тихоокеанской плиты.

Помимо опубликованных данных [1, 5—7, 13—15] в работе использованы материалы, полученные в рейсах НИС «Пегас» (30-й рейс, 1985 г.), НИС «Морской геофизик» (28-й рейс, 1985 г., 31-й рейс, 1988 г.), НИС «Академик Александр Несмеянов» (14-й рейс, 1988 г.), НИС «Профессор Гагаринский» (5-й рейс, 1989 г.), а также отдельные галсы геомагнитных измерений на гидрографических судах, выполненные до 1985 г. Все эти профили показаны на рисунке.

Вместе с известными новые результаты геомагнитных измерений дали возможность более определенно показать положение верхнемеловой зоны спокойного поля, обрезаемой на западе Курило-Камчатским желобом. Юго-восточная граница зоны является ступенчатой — вдоль трансформных разломов.

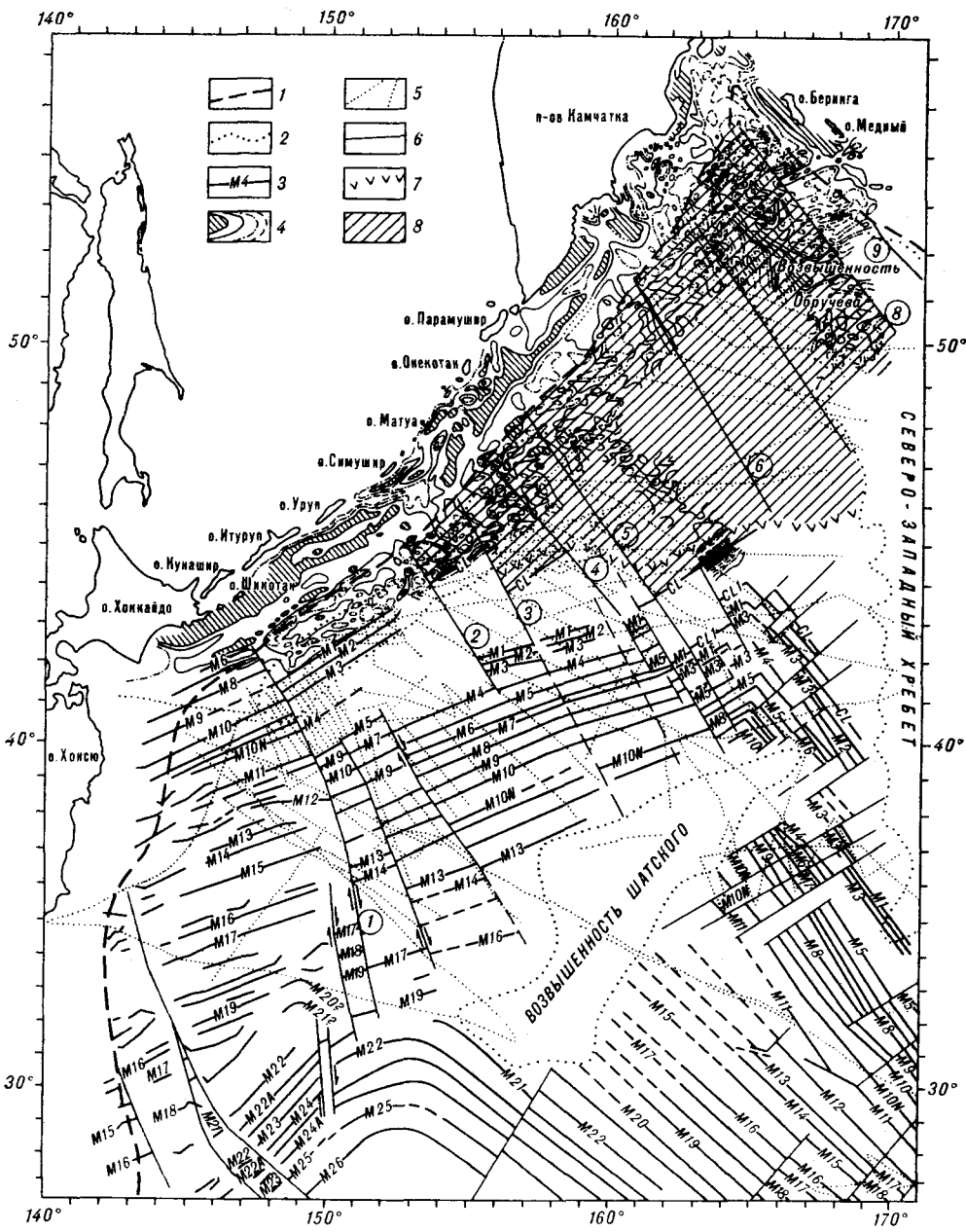
В Северо-Западной котловине Тихого океана все трансформные разломы имеют северо-западные простирания, наиболее значительные разломы достигают Курило-Камчатского желоба. Ограничимся рассмотрением именно таких разломов.

Удобно различать трансформные разломы по их собственным именам. Среди разломов, срезаемых Курило-Камчатским желобом, крайним юго-западным является известный разлом Тускарора. Далее в северо-восточном направлении следуют разломы: Черных братьев, Расшуа, Матуа, Онекотан, Авачинский, Крузенштерна и Камчатский. Названия разломов наследуют названия отдельных Курильских островов или заливов п-ова Камчатка. Исключение составляют разломы Тускарора и Крузенштерна, названия которым даны в работах [11, 13]. Примечательно, что не все разломы выражены однотипно в магнитном поле и рельефе дна. Наиболее важные их особенности следующие.

Разлом Тускарора. Выделяется по смещению одноименных магнитных аномалий на океаническом склоне Курильского желоба и на смежном с желобом краевом океаническом валу Хоккайдо; сопровождается заметным каналом в рельефе дна. Подробное описание разлома содержится в [1, 11].

Разлом Черных братьев. В пределах вала Хоккайдо отмечается по различному характеру магнитного поля по разные стороны от линии разлома, сопровождается уступом в рельефе дна ~500 м. Вблизи возвышенности Шатского имеющаяся сеть магнитных измерений не улавливает смещения отдельных аномалий вдоль линии, трассирующей возможное юго-восточное продолжение разлома.

Разлом Расшуа. Выделяется уверенно по смещению аномалии CL, а также аномалий M1, M2, M3, но юго-восточное его продолжение в



Трансформные разломы земной коры северо-запада Тихого океана.

1 — осевая линия желоба; 2 — схематические контуры наиболее крупных характерных возвышенностей в рельефе дна; 3 — стандартные обозначения для стратифицированных линейных магнитных аномалий мезозойского возраста; 4 — изолинии аномального магнитного поля, заштрихованы области с интенсивностью более +300 нТл; 5 — галсы гидромагнитных профилей, упоминаемых в тексте; 6 — трансформные разломы, упоминаемые в тексте (цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Тускарора, 2 — Черных братьев, 3 — Расшуа, 4 — Матуа, 5 — Онекотан, 6 — Авачинский, 7 — Крузенштерна, 8 — Камчатский, 9 — Сталмат); 7 — разлом Хоккайдо; 8 — зона спокойного магнитного поля.

смещениях аномалий не выражается или такое смещение незначительно. Разлом Матуа. Отчетливо выделяется по смещению вдоль него аномалии CL (113 млн лет) и различному характеру аномального магнитного поля по разные стороны разлома на валу Хоккайдо. Вдоль разлома по типу правостороннего сдвига наблюдается смещение звеньев так называемого разлома Хоккайдо — морфоструктуры, выраженной в рельефе впадиной глубиной не менее 500 м [10]. Одновременно с магнитометрией в экспедициях ИМГиГ ДВО РАН эта структура была изу-

чена во многих сечениях сейсмическим методом НСП, и это позволило установить, что системой впадин дна маркируется соответствующая ей цепочка грабенов, где мощность осадков достигает 600 м.

**Разлом Онекотан.** Выделен на основании различного рисунка и интенсивности поля по разные стороны разлома в пределах зоны некоррелированного поля на валу Хоккайдо. Смещение других аномалий менее определено.

**Авачинский разлом.** Наиболее примечательной особенностью этого разлома является сопровождающая его положительная аномалия магнитного поля. Она столь значительна, что была выделена еще по аэромагнитным данным [9]. На п-ове Камчатка на продолжении линии Авачинского разлома находится самая известная на полуострове Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций, выражающаяся, в частности, в виде Начикинского грабена, окаймленного действующими вулканами [3]. Гидромагнитные измерения позволили продолжить положительную магнитную аномалию, а вместе с ней и разлом юго-восточнее Курильского желоба на расстояние 1000 км. Моделирование этой положительной магнитной аномалии показывает, что намагничение тела (источника аномалии) произошло полем положительной полярности на широтах, близких к современному местоположению разлома (угол намагничивания  $60^\circ$ ). Заметим, что мезозойская система аномалий моделируется серией тел, намагниченных под углом  $-15^\circ$ . Необычные для трансформного разлома магнитная характеристика и нахождение на продолжении Петропавловско-Малкинской зоны поперечных дислокаций являются единственным в своем роде феноменом для структур рассматриваемого типа.

**Разлом Крузенштерна.** В пределах зоны некоррелированного магнитного поля разделяет два смежных района с различным рисунком аномалии. В рельефе дна линия разлома выделяется ложбиной, северо-восточный борт которой более высокий. На отдельных отрезках разлом трассируется лишь уступом в рельефе. Вблизи Императорского хребта уступ в рельефе, сопровождающий разлом, изучен широколучевым геолокатором типа SEABEAM в 1988 г. в экспедиции на НИС «Томас Вашингтон» (устное сообщение участников рейса М. Л. Красного, В. Н. Цатрикеева).

**Разлом Камчатский.** Проходит по северо-восточному склону возвышенности Обручева и разделяет две области в аномальном магнитном поле: изометричные аномалии возвышенности Обручева от линейных аномалий (ориентировка СВ  $45^\circ$ ) на северо-восточном склоне этой возвышенности. Эта особенность проявляется даже на карте, составленной по аэромагнитным данным при высоте съемки 2 км [9]. На карте изопахит осадочных отложений разлому отвечает заметный градиент увеличения мощности осадков [4].

Кроме названных выше протяженных трансформных разломов следует отметить еще разлом Сталмат (Stalmate), выделяемый вдоль одноименного узкого хребта [12]. Основная часть разлома находится за пределами рассматриваемой акватории. Восточнее Северо-Западного хребта (за пределами района, показанного на рисунке) установлено, что разлом Сталмат отделяет линейные кайнозойские аномалии восточнее линии разлома от области с неустановленной ориентацией аномалии западнее разлома.

В пределах рассматриваемой акватории видно, что к юго-западу от разлома Сталмат находится область с аномалиями, ориентированными одинаково с Япономорской системой мезозойских линейных аномалий. Малое число линейных аномалий не позволяет выполнить их уверенную идентификацию. Анализируя взаиморасположение линейных мезозойских аномалий в пределах акваторий, где они были впервые выделены, и аномалий вблизи Алеутского желоба, можно предположить, что юго-западнее разлома Сталмат фиксируются аномалии М3, М4, М5 (?).

**Обсуждение.** Выполненные гидромагнитные измерения в совокупности с имеющимися уточняют схему трансформных разломов в северо-западной части Тихого океана. В соответствии с этой схемой субдукция под Курило-Камчатский желоб происходила на всем его протяжении в направлении СЗ 45°.

В свете приведенных данных устанавливается, что граница спокойного магнитного поля не простирается северо-восточнее Камчатского разлома. С точки зрения тектоники плит это означает, что здесь поглощение Тихоокеанской плиты произошло в большем объеме, чем под соседними, более южными районами Камчатки.

Интересно отметить, что возвышенность Обручева оказалась заключенной между двумя трансформными разломами (Камчатским и Крузенштерна) и целиком находится в зоне некоррелированного магнитного поля мелового возраста. Последнее обстоятельство определяет и время зарождения возвышенности — не позднее времени появления аномалии СL (113 млн лет).

Заметным элементом структуры северо-западной части Тихого океана является упомянутая выше система протяженных впадин, переходящих одна в другую и имеющих примечательные взаимоотношения с трансформными разломами. Вероятно, только в силу чисто исторических причин эта система впадин (трогов) носит название разлома Хоккайдо. Сопоставляя сейсмический облик временного разреза НСП в грабенах разлома и вне их с обликом сейсмического разреза вблизи скважин глубоководного бурения, легко прийти к заключению о кайнозойском (до-неогеновом) возрасте образования грабенов. Примечательно, что так называемый разлом Хоккайдо имеет корреляцию с положением границы зоны спокойного поля. Тем самым установлено, что заложение разлома Хоккайдо обусловлено неоднородностями земной коры, возникшими в эпоху существования предполагаемого и ныне поглощенного хребта. Очевидно, что разлом Хоккайдо дает образец реакции Тихоокеанской плиты на приложенное растягивающее напряжение и тем самым ответ на вопрос: могут ли значительные участки океанической плиты длительное время выдерживать растягивающие усилия без нарушения сплошности коры? Очевидно, что время действия и величина растягивающих усилий являются при этом главными контролирующими факторами, остающимися пока неопределенными.

Вопрос о взаимосвязи тектонических структур в океане и краевых островодужных систем представляется весьма важным и заслуживает отдельного исследования. Однако ясно, что эта связь не для всех разломов однозначна. В самом деле, поверхность акустического фундамента на внутренней стороне Курило-Камчатского желоба довольно хорошо известна [4, 6], но на этой поверхности нет сколько-нибудь значительных осложнений в виде уступов, узких впадин или хребтов на продолжении описанных трансформных разломов. Исключением является Авачинский разлом, феномен которого еще предстоит изучить.

На представленном рисунке линейные магнитные аномалии пересекают ось Алеутского желоба. Такая ситуация обычно рассматривается как свидетельство субдукции, но такое объяснение противоречит трансформному характеру сопряжения Тихоокеанской плиты с Командорским блоком пород вдоль желоба, что установлено по сейсмологическим данным [2]. Отмеченное соотношение простираения магнитных аномалий с линией желоба в данном случае имеет следующее простое объяснение. Н. И. Селиверстовым [8] на материалах НСП показано, что в процессе поднятия Командорского блока земной коры происходит дискретное смещение оси глубоководного желоба в сторону океана. Если принять такое объяснение, то к этому следует еще добавить, что в результате названного процесса к подножью островного склона последовательно присоединяются, вовлекаясь в поднятие, отдельные блоки типично океанической коры, которые содержат намагниченные тела океанического происхождения и ориентации.

В океане вблизи Алеутского желоба и параллельно ему на разрезах НСП [8] на поверхности фундамента можно выделить структуры — уступы или узкие погребенные поднятия, являющиеся индикаторами разрывных нарушений, параллельных желобу. Одно из таких погребенных вытянутых поднятий пересекает линейные магнитные аномалии (М3, М4, М5 ?) под углом около 60°. Из этого следует, что геодинамическая интерпретация, по крайней мере некоторых таких разломов, не может быть однотипной с трансформными разломами, рассмотренными выше.

**Выводы.** 1. Охарактеризованы наиболее значительные трансформные разломы, срезаемые Курило-Камчатским желобом. 2. Уточнена граница зоны спокойного магнитного поля верхнемелового возраста. 3. Неоднородности земной коры, сформированные в мезозойское время (эпоха мезозойских полосовых аномалий), определяют местоположение последующих механических деформаций Тихоокеанской плиты. Иллюстрацией этого является разлом Хоккайдо, плановое положение которого определяется тектонической делимостью земной коры, сформированной на предыдущем тектоническом этапе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. А., Красный М. Л., Кругляков А. А., Рагозин Н. А. Исследование разлома вблизи осевой части Курильского желоба // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 4.— С. 33—37.
2. Баранов В. В., Монин А. С. О Курило-Алеутской субдукции // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 281, № 6.— С. 1328—1331.
3. Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки // Сов. геология.— 1963.— № 6.— С. 32—50.
4. Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г., Веселов О. В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба/Отв. ред. П. М. Сычев.— М.: Наука, 1980.
5. Геомагнитное поле окраинных морей северо-запада Тихого океана и его связь с геологическим строением/М. Л. Красный, В. М. Воробьев, Е. В. Кочергин.— Южно-Сахалинск, 1975. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 38).
6. Красный М. Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1990.
7. Красный М. Л., Андреев А. А., Воробьев В. М. Магнитная неоднородность фундамента Северо-Западной котловины Тихого океана // Океанология.— 1988.— Т. 28, вып. 3.— С. 430—433.
8. Селиверстов П. И. Сейсмоакустические исследования переходных зон.— М.: Наука, 1987.
9. Соловьев О. И., Гайманов А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги // Сов. геология.— 1963.— № 3.— С. 113—123.
10. Строение дна северо-запада Тихого океана (геология, магматизм, тектоника)/Отв. ред. Ю. М. Пуцаровский, Ю. П. Непрочнов.— М.: Наука, 1984.
11. Gnibidenko H. S., Svarichevsky A. S., Sedelnikova S. P., Zhigulev V. V. The structure of Tuscarafracture zone, north-western Pacific // Geo-Marine Letters.— 1981.— V. 1.— P. 221—224.
12. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1988.— V. 100, N 5.— P. 733—755.
13. Mammerickx J., Sharman G. F. Tectonic evolution of the North Pacific during the cretaceous quiet period // J. Geophys. Res.— 1988.— V. 93, N B4.— P. 3009—3024.
14. Kensaku M. N., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic Magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history // Ibid.— 1989.— V. 94, N B11.— P. 15437—15462.
15. Sharman G. F., Rich D. L. Northwest Pacific tectonic evolution in Middle Mesozoic // Tectonophysics.— 1988.— V. 155, N 1/4.— P. 331—344.

## МАФИЧЕСКИЕ ГОМЕОГЕННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ВУЛКАНИТАХ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ПРОБЛЕМА СМЕШЕНИЯ МАГМ

Среди мафических микропризматически-зернистых гомеогенных включений в вулканитах Курильской островной дуги (ОД) выделяются два главных типа. К первому относятся включения из лав преимущественно основного состава, которые по форме бывают не только округлыми, но и угловатыми, а по составу и петрографическим свойствам нередко имеют полные аналоги среди лав соответствующих вулканов. Включения данного типа в большинстве случаев можно уверенно рассматривать в качестве либо обломков продуктов протокристаллизации магмы, образованных на стенках магматических каналов, либо ксенолитов в основном неизмененных лав более ранних извержений. Ко второму типу относятся большинство гомеогенных включений в средне- и высокремнеземистых экструзиях (а также, нередко, в пемзах и вулканических бомбах), которые полных аналогов среди окружающих их вулканитов близкой основности не имеют, но всегда, обладая магматическими структурами и округлой (даже «заливообразной») формой, характеризуются петрографическими и геохимическими свойствами, близкими как к вулканитам соответствующей основности, так и к вмещающим включения более высокремнеземистым образованиям. Большинство свойств данного типа включений не может быть объяснено с позиций вторичного преобразования ксенолитов ранних лав, но легко интерпретируется с позиций их генезиса в результате смешения двух магм, резко различных по кремнекислотности, вязкости и температуре.

Гомеогенные, родственные включения или автолиты, представляющие собой округлые меланократовые тонко- и мелкозернистые обособления с магматическими, но специфично «игольчатыми» структурами, широко развиты во многих кремнекислых магматических образованиях. В различных публикациях (например, [24]) обсуждается множество часто взаимоисключающих петрологических моделей их образования; единого мнения об их генезисе у исследователей не выработано. На наш взгляд, это связано с тем, что гомеогенные включения были изначально выявлены и исследовались преимущественно в пределах крупных и длительно формировавшихся гранитоидных интрузий с часто весьма ограниченным по составу набором фаз и фаций. Однако, подобные гомеогенные включения, как оказалось, обычны и в продуктах вулканизма. В вулканических поясах нередко сильно дифференцированные постройки, в пределах которых состав пород может изменяться от базальтов до риолитов и для которых предполагается наличие нескольких разноглубинных источников и камер. Все это подразумевает возможность проявления здесь наиболее разнообразных и, вероятно, сложных процессов взаимодействия и кристаллизации магм во времени и пространстве, следствием чего могут быть гомеогенные включения.

Прекрасными объектами для изучения гомеогенных включений оказались многие вулканы Курильской островной дуги (ОД), в пределах которой нами в составе комплексной экспедиции ИВ ДВО АН СССР, ГЕОХИ СО АН СССР и ИГЕМ АН СССР проведены региональные геолого-геохимические исследования четвертичных вулканитов [1, 2]. В предлагаемой статье приводятся материалы по петрографии и геохимии гомеогенных (а также некоторых близких к ним лавоподобных) включений в продуктах 8 в разной степени дифференцированных вулканов из поперечных зон Курильской ОД, общие данные по геологическому строению которых приведены в [7].

**Петрография.** Изученные гомеогенные включения могут заметно варьировать по петрографическим характеристикам, однако почти все они имеют округлые очертания с резкими контактами, характерную тонкопризматически-зернистую, часто «игольчатую» структуру и, в сравнении с вмещающими породами, более раскристаллизованы и менее кремнезе-

мисты. При этом оказалось, что некоторые свойства гомеогенных включений во многом зависят от состава и фациальной принадлежности вмещающих пород, которыми являются покровные лавы основного состава (базальты и андезитобазальты), вулканические бомбы среднего состава, а также экструзивные и пемзовые образования среднего и кислого состава.

Гомеогенные включения в покровных лавах основного состава обычно проявлены в небольшом количестве и варьируют по размерам от 0,5 мм до 20 см в поперечнике. По степени петрографического сходства с типичными лавами их удобно разделить на две группы: лавоподобные безамфиболовые макровключения и амфиболсодержащие микровключения.

Наиболее крупные из лавоподобных безамфиболовых включений (10—20 см в поперечнике) изучены нами в пределах мощных лавовых потоков средне- и обильнопорфировых андезитобазальтов старой постройки влк. Ширинки на о. Анциферова в тыловой зоне Курил. Вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом, клинопироксеном, реже оливином и титаномагнетитом. Все включения имеют округлую форму и отчетливо порфировидную структуру. При этом среди вкрапленников в них проявлены только плагиоклаз, клинопироксен и титаномагнетит. Пористость во включениях нередко слабее, чем в лавах, а степень раскристаллизованности — самая различная, вследствие чего структура их основной массы изменяется от стекловатой микролитовой (правда, со стеклом не серого, как во вмещающих лавах, а бурого цвета) до полностью раскристаллизованной призматически-зернистой.

Безамфиболовые гомеогенные включения 2—10 мм в поперечнике встречаются чаще, чем крупные, и обнаружены нами в низкокремнеземистых лавах 14 изученных вулканов всех вулканических зон Курильской ОД. По петрографическому облику и минеральному составу они почти аналогичны раскристаллизованным крупным включениям в лавах влк. Ширинки, причем форма их не всегда округлая, а может быть неправильной и даже резкоугловатой, с явно обломанными на границах включений крупными вкрапленниками. По своим свойствам включения данной группы нередко почти полностью идентичны близким им по основности более ранним лавам соответствующих вулканов.

В оливин-амфибол-двопироксен-плагиоклазовых андезитобазальтах вулкана П 5.1 вместе с мелкими ксенолитами ультраосновных пород и вышеописанных безамфиболовых базальтов встречена серия пироксен-плагиоклазовых и пироксен-амфибол-плагиоклазовых микровключений. Все они имеют округлую форму и размеры от 0,5 до 2,0 мм (близкие мелким порам — «везикулам»), общую слабопорфировую структуру и микропризматически-зернистую основную массу с существенным количеством бурого (как во вмещающих породах) стекла. При этом в самых мелких включениях (~0,5 мм в поперечнике) среди микропризм плагиоклаза присутствуют только микрзерна клинопироксена. В центре включений «среднего» размера (~1,0 мм в поперечнике) среди близких по форме микровыделений плагиоклаза и клинопироксена иногда проявляются крупные слабоидiomорфные зерна бурой роговой обманки. В наиболее «крупных» включениях (~2,0 мм в поперечнике) проявлено уже множество мелких идиоморфных кристаллов амфибола, плагиоклаза и, в меньшей степени, клинопироксена, нередко с амфиболизацией последнего по краям.

Гомеогенные включения в вулканических бомбах средней основности изучались нами в пределах влк. Пик Фусса (о. Парамушир). Они имеют округлую форму, до 10 см в поперечнике, слабопорфировидную микропризматически-зернистую без стекла структуру и базальтовый состав. Набор и облик вкрапленников во включениях и вмещающих породах идентичен: плагиоклаз, бурая или красно-бурая с опалитовой каймой базальтическая роговая обманка, клинопироксен, немного титаномагнетита, ортопироксена и биотита. При этом в лавах содержание ам-

фибола близко или несколько ниже, чем клинопироксена, а во включениях амфибол явно преобладает.

Гомеогенные включения в экструзивных образованиях андезитового и дацитового состава обнаруживаются в большом количестве и изучались нами в пределах семи вулканов (Ушишир, П 1.3, П 2.8, П 3.5, П 5.1, П 8.17, Ширинки) из всех поперечных вулканических зон Курил. Именно в экструзиях они могут иметь наиболее крупные размеры (более 1 м в поперечнике) и занимать до 20—40 % видимого объема породы. При этом все они имеют округлую форму, которая иногда приобретает (влк. П 5.1) явно уплощенный и даже «заливообразный» вид. Состав включений в основном изменяется от базальтов до андезитобазальтов и, изредка, до андезитов, причем иногда даже в пределах одной экструзии (вулканы Ушишир, П 5.1). Большинство включений в экструзиях (за исключением таковых влк. Ширинки) характеризуются сходными петрографическими свойствами.

Все гомеогенные включения в экструзивных андезитах и дацитах характеризуются наличием нормальных, обычно порфировых магматических структур, часто с небольшим количеством стекла. При этом по набору интрателлурических вкрапленников они практически идентичны сходным по основности лавам тех же вулканов или вулканов той же вулканической зоны ОД.

Все гомеогенные включения в данных экструзиях характеризуются свойствами, которые связывают их с вмещающими, обычно гораздо более кремнекислыми вулканитами. Наиболее пористые вулканиты вмещают в себя и наиболее пористые включения, причем в экзоконтактах последних (влк. П 5.1) иногда наблюдается вспученная пемзовидная порода.

Устойчивым свойством всех включений является соответствие их минерального состава составу вмещающих вулканитов. Так, в амфибол-содержащих экструзиях (которых явное большинство) включения амфиболовые, в кварцсодержащих экструзиях (вулканы Ушишир, П 8.17) включения в виде редких и мелких выделений содержат кварц, а в биотитсодержащих экструзиях (тыловые вулканы П 3.5, П 5.1, П 8.17) наиболее лейкократовые включения содержат биотит. Важно заметить, что если обильное проявление амфибола во включениях экструзий тыловой зоны вулканизма Курильской ОД соответствует региональным особенностям вулканитов этой зоны, то во фронтальной зоне ОД амфибол-содержащие вулканиты редки и встречаются только в экструзивной фашии. При этом в пределах вулканов фронтальной зоны (Менделеева, кальдер Нэмо и Горшкова и др. [3, 5, 7]) имеются и безамфиболовые экструзии, где гомеогенные включения амфибола не содержат. Амфиболовые и безамфиболовые экструзивные образования в этой зоне ОД могут встречаться даже в пределах одной вулканической постройки (Ушишир). Здесь амфибол проявлен в основном в насыщенных гомеогенными включениями наиболее поздних андезитодацитовых экструзиях самого центра постройки, в то время как для более ранних, не содержащих включений дацит-риодацитовых экструзий и вулканитов флангов постройки амфибол не характерен.

Во всех включениях и вмещающих их породах наблюдается четкое соответствие по степени окисленности железа. Так, оба типа пород слабоокисленных экструзий (вулканы П 5.1, П 8.17) характеризуются светлым стеклом и вкрапленниками зеленого и буровато-зеленого амфибола, а породы более окисленных экструзий (влк. Ушишир) — черно-бурым стеклом и вкрапленниками бурой роговой обманки с опацитовыми каймами. При этом в наиболее окисленных разностях вкрапленники амфибола окрашены в малиновый цвет, опацитовые каймы развиваются еще и по ортопироксену, а в основной массе проявляются мелкие выделения гематита.

Гомеогенные включения в экструзиях имеют ряд специфических особенностей. Так, все они характеризуются большей степенью раскристаллизация основной массы по сравнению с вмещающими породами. При



этом основная масса во включениях имеет весьма характерную призматически-зернистую «игольчатую» структуру, образованную каркасом сильно вытянутых «иглок» амфибола, плагиоклаза, иногда пироксена и апатита, обычно вмещающего в себя более мелкие выделения тех же минералов, а также титаномагнетита и стекла.

Среди базальтовых включений экструзии П 5.1 встречено зональное с тонкой (~5 мм) более стекловатой краевой каймой типа зонки «закалки». В заметно варьирующих по составу рядах включений экструзий вулканов Ушишир и П 5.1 количество стекла несколько увеличивается с уменьшением кремнекислотности пород. При этом в экструзии влк. Ушишир наиболее меланократовые включения приурочены к апикальной, наиболее окисленной и наименее раскристаллизованной эндоконтактной ее части.

Наблюдаются отчетливые признаки неравновесной кристаллизации минеральных фаз включений. Так, вкрапленники пироксенов и оливина в них (в отличие от экструзивных) нередко с краев и по трещинкам замечаются амфиболом, а во включениях биотитсодержащих вулканитов тыловой зоны ОД — и биотитом. Вкрапленники оливина могут быть окружены каймами из мелких зерен ортопироксена, а вкрапленники ортопироксена и кварца — каймами клинопироксена. Близкие особенности кристаллизации минералов часто отмечаются в лавах андезитового состава, а амфиболизация — в ксенолитах из лав тыловых зон Курильской ОД.

Заметно отличается от описанных крупное (~0,5 м в поперечнике) и округлое включение базальтового состава из андезитов привершинного экструзивного купола влк. Ширинки на о. Анциферова. В нем, несмотря на близкий с вмещающими породами минеральный состав (в основном плагиоклаз, амфибол и клинопироксен), структура не отличается «игольчатостью», пористость ниже, а степень окисленности заметно выше.

Гомеогенные включения в кремнекислых пемзах вулканов Курил нередко, нами они изучены в пироксен-плагиоклазовых дацитовых пемзах кальдеры Горшкова из наиболее древних ее отложений на мысе Лапка. Включений здесь сравнительно немного, они ассоциируются с многочисленными ксенолитами оливин-двупироксен-плагиоклазовых базальт-андезитовых лав докальдерной постройки, а также лав кальдерообразующих извержений (флюидалные риодациты).

По сравнению с ксенолитами лав для гомеогенных включений в пемзах характерны крайне высокая пористость (вплоть до пемзовидных разностей), бугристо-трещиноватая поверхность типа «хлебной корки», а также наличие мелких минеральных пустоток. Все включения округлы, менее 10 см в поперечнике, порфириовидны, имеют тот же, что и в пемзах, минеральный состав и призматически-зернистую основную массу с пленочками вспученного стекла.

**Геохимия.** Имеющиеся данные о химическом составе изученных гомеогенных включений (35 проб), а также вмещающих и окружающих их вулканитов Курил отражены в таблице и в серии бинарных графиков (см. рисунок). Для надводных построек Ушишир, Пик Фусса и Ширинки вместе с составами включений впервые приведены усредненные составы всего эволюционного комплекса их пород, включая и некоторые единичные пробы вулканитов, вмещающих включения. Кроме того, на графиках для сопоставления использованы все имеющиеся у нас данные по составу единичных проб пород исследованных вулканов, включая образования подводного продолжения постройки Ушишир (П 4.6). В случае отсутствия в пределах этих вулканов пород базальт-андезитобазальтового состава на графиках отражены составы пород близкой основности соседних вулканов той же зоны вулканизма Курил.

Как следует из таблицы и графиков, почти все изученные включения и лавы вулканов фронтальной зоны вулканизма Курил отвечают по составу высокоглиноземистым, низкотитанистым и низкокалиевым образованиям нормального по общей щелочности ряда [10, 33] и Na-типу (со значениями  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ) с весьма низкими содержаниями Li, Rb,

**Химический состав четвертичных вулканитов и гомеогенных**

| Номер<br>вулкана | Название вулкана, зона вулканизма | Индекс пробы | Компонент        |                  |                                |                                |       |      |      |       |                   |      |
|------------------|-----------------------------------|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------|
|                  |                                   |              | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O |      |
| 1                | 1.3 — Ф                           | 35/7         | 49,76            | 0,76             | 20,14                          | 5,34                           | 5,30  | 0,19 | 4,42 | 11,07 | 2,28              |      |
| 2                |                                   | 35/6         | 50,86            | 0,69             | 20,21                          | 4,96                           | 4,85  | 0,16 | 4,02 | 10,69 | 2,58              |      |
| 3                |                                   | (6)-Э        | 61,80            | 0,34             | 18,80                          | 2,38                           | 2,59  | 0,16 | 1,98 | 7,52  | 3,17              |      |
| 4                |                                   | Ушипир — Ф   | 413/2            | 46,75            | 0,97                           | 17,90                          | 11,40 | 1,62 | 0,20 | 5,70  | 11,50             | 2,59 |
| 5                |                                   |              | 413/3            | 48,54            | 0,98                           | 18,00                          | 11,20 | 1,44 | 0,18 | 5,40  | 11,10             | 2,21 |
| 6                |                                   |              | 413/1            | 50,07            | 0,93                           | 18,00                          | 10,40 | 1,08 | 0,18 | 4,80  | 10,40             | 3,35 |
| 7                |                                   |              | 412/1            | 52,12            | 0,89                           | 18,00                          | 5,62  | 5,39 | 0,19 | 4,50  | 10,10             | 2,75 |
| 8                |                                   |              | 410/1            | 52,38            | 0,84                           | 17,90                          | 3,82  | 6,47 | 0,19 | 4,30  | 9,90              | 2,62 |
| 9                |                                   |              | 411/1            | 53,15            | 0,83                           | 17,80                          | 4,12  | 5,75 | 0,19 | 4,00  | 9,10              | 3,15 |
| 10               |                                   |              | 412/2            | 53,15            | 0,83                           | 18,00                          | 5,12  | 4,85 | 0,19 | 4,30  | 9,50              | 2,75 |
| 11               |                                   | (3)-Л        | 55,22            | 0,94             | 17,71                          | 4,30                           | 5,09  | 0,19 | 3,86 | 8,11  | 3,23              |      |
| 12               |                                   | (3)-Л        | 57,89            | 0,83             | 17,10                          | 2,75                           | 5,30  | 0,18 | 2,80 | 7,65  | 3,53              |      |
| 13               |                                   | 413-Э        | 60,56            | 0,62             | 16,90                          | 5,62                           | 1,70  | 0,20 | 2,80 | 7,10  | 3,65              |      |
| 14               |                                   | 412-Э        | 61,42            | 0,60             | 17,00                          | 3,72                           | 3,59  | 0,19 | 2,70 | 7,20  | 3,35              |      |
| 15               |                                   | 409-Э        | 62,28            | 0,58             | 16,90                          | 2,52                           | 3,95  | 0,20 | 2,40 | 6,60  | 3,70              |      |
| 16               |                                   | (8)-Э        | 61,51            | 0,62             | 17,01                          | 3,23                           | 3,57  | 0,20 | 2,56 | 7,00  | 3,56              |      |
| 17               |                                   | (4)-Э        | 66,12            | 0,63             | 16,12                          | 2,16                           | 2,66  | 0,16 | 1,40 | 4,76  | 4,40              |      |
| 18               | 2.8 — П                           | 46/2         | 49,86            | 0,90             | 18,38                          | 5,34                           | 4,04  | 0,17 | 5,36 | 10,46 | 2,62              |      |
| 19               |                                   | (4)-Э        | 57,99            | 0,54             | 18,48                          | 3,40                           | 2,86  | 0,15 | 2,97 | 7,66  | 3,19              |      |
| 20               | 3.5 — П                           | 40/5         | 54,49            | 0,67             | 17,82                          | 3,81                           | 4,20  | 0,20 | 3,91 | 8,00  | 3,17              |      |
| 21               |                                   | 40/2         | 55,15            | 0,66             | 17,73                          | 2,82                           | 4,49  | 0,25 | 4,24 | 8,62  | 2,92              |      |
| 22               |                                   | (2)-Э        | 58,65            | 0,56             | 17,06                          | 2,66                           | 3,61  | 0,20 | 3,41 | 7,04  | 3,21              |      |
| 23               | Пик Фусса — П                     | 855/1        | 51,18            | 0,86             | 18,45                          | 4,56                           | 4,40  | 0,18 | 4,89 | 10,08 | 2,84              |      |
| 24               |                                   | 853/1        | 52,50            | 0,83             | 18,62                          | 5,12                           | 3,50  | 0,18 | 4,19 | 9,34  | 2,84              |      |
| 25               |                                   | (5)-Л        | 55,33            | 0,67             | 18,20                          | 5,31                           | 2,59  | 0,17 | 3,26 | 8,23  | 3,24              |      |
| 26               |                                   | (5)-Б        | 57,60            | 0,60             | 17,65                          | 3,88                           | 2,82  | 0,17 | 2,94 | 7,25  | 3,34              |      |
| 27               | 8.17 — Т                          | 132/5        | 52,78            | 0,72             | 18,47                          | 5,69                           | 3,57  | 0,20 | 3,60 | 8,81  | 3,20              |      |
| 28               | 8.17 — Т                          | 132/6        | 53,08            | 0,67             | 18,24                          | 4,26                           | 4,52  | 0,20 | 3,50 | 8,81  | 3,13              |      |
| 29               |                                   | 132/3        | 53,94            | 0,80             | 18,49                          | 4,92                           | 3,32  | 0,20 | 3,51 | 8,79  | 3,31              |      |
| 30               |                                   | (7)-Э        | 64,04            | 0,39             | 16,22                          | 1,90                           | 2,63  | 0,16 | 1,61 | 5,16  | 3,78              |      |
| 31               | Ширинки — Т                       | 845/1        | 49,49            | 0,78             | 19,05                          | 4,89                           | 5,60  | 0,18 | 4,55 | 10,55 | 2,54              |      |
| 32               |                                   | 847/1        | 49,81            | 0,88             | 18,64                          | 8,36                           | 1,74  | 0,19 | 5,03 | 10,42 | 2,68              |      |
| 33               |                                   | 842/1        | 50,62            | 0,80             | 19,14                          | 5,14                           | 3,86  | 0,19 | 4,63 | 10,53 | 2,84              |      |
| 34               |                                   | 825/1        | 51,95            | 0,87             | 18,44                          | 4,82                           | 3,86  | 0,21 | 4,77 | 9,66  | 3,31              |      |
| 35               |                                   | (6)-Б        | 50,82            | 0,78             | 18,57                          | 3,60                           | 5,95  | 0,19 | 4,66 | 9,85  | 2,93              |      |
| 36               |                                   | (10)-Л       | 54,74            | 0,69             | 18,17                          | 4,22                           | 3,50  | 0,17 | 3,91 | 8,39  | 3,38              |      |
| 37               |                                   | 848-Б        | 57,44            | 0,57             | 18,20                          | 4,21                           | 2,96  | 0,19 | 2,89 | 7,74  | 3,30              |      |
| 38               |                                   | 846-Э        | 58,74            | 0,52             | 17,72                          | 3,36                           | 3,30  | 0,19 | 2,51 | 6,98  | 3,53              |      |
| 39               | 5.1 — Т                           | 32/10        | 51,14            | 0,98             | 19,07                          | 4,45                           | 4,04  | 0,17 | 4,20 | 9,18  | 3,90              |      |
| 40               |                                   | 32/12        | 51,73            | 0,95             | 18,88                          | 4,64                           | 3,50  | 0,16 | 4,32 | 9,25  | 3,54              |      |
| 41               |                                   | 32/11        | 51,84            | 0,94             | 19,14                          | 4,64                           | 3,86  | 0,17 | 4,14 | 9,09  | 3,70              |      |
| 42               |                                   | 32/6         | 51,91            | 0,94             | 19,11                          | 4,97                           | 3,50  | 0,17 | 3,73 | 8,77  | 3,87              |      |
| 43               |                                   | 32/9         | 51,94            | 0,94             | 18,87                          | 4,35                           | 4,22  | 0,18 | 3,81 | 8,71  | 4,02              |      |
| 44               |                                   | 32/8         | 52,30            | 0,87             | 18,94                          | 4,30                           | 3,95  | 0,17 | 3,83 | 8,75  | 3,89              |      |
| 45               |                                   | 32/5         | 52,86            | 0,85             | 18,65                          | 4,12                           | 4,58  | 0,17 | 3,35 | 8,21  | 3,97              |      |
| 46               |                                   | 32/7         | 53,84            | 0,71             | 19,38                          | 4,39                           | 3,05  | 0,25 | 3,30 | 8,72  | 3,54              |      |
| 47               |                                   | 32/18        | 54,14            | 0,73             | 18,89                          | 4,09                           | 3,36  | 0,17 | 3,36 | 8,39  | 3,57              |      |
| 48               |                                   | 32/15        | 54,27            | 0,69             | 19,26                          | 3,84                           | 3,68  | 0,23 | 3,23 | 8,19  | 3,83              |      |
| 49               |                                   | 32/13        | 54,80            | 0,77             | 18,86                          | 3,81                           | 4,04  | 0,16 | 3,26 | 7,83  | 3,71              |      |
| 50               |                                   | 32/14        | 55,18            | 0,74             | 18,51                          | 3,92                           | 3,77  | 0,21 | 3,38 | 7,98  | 3,55              |      |
| 51               |                                   | 32/17        | 55,67            | 0,58             | 18,87                          | 3,10                           | 3,95  | 0,20 | 2,55 | 7,42  | 3,93              |      |
| 52               |                                   | 32/16        | 58,04            | 0,64             | 18,11                          | 3,45                           | 2,87  | 0,18 | 2,44 | 6,38  | 4,26              |      |
| 53               |                                   | (6)-Э        | 61,41            | 0,47             | 17,74                          | 2,01                           | 2,70  | 0,15 | 1,98 | 5,42  | 4,31              |      |

Примечание. Концентрации петрогенных элементов — в мас.%, микроэлементов — СО РАН Т. Н. Гуничевой, А. Л. Финкельштейном (Ba, Sr, силикатный анализ — рентгеноспектретрия). Л. Н. Одаревой, О. А. Пройдаковой, Л. В. Алтуховой, Н. Н. Пахомовой (Ni, Co, Cr, названий вулканов числовые обозначения соответствуют каталожному номеру подводных вулканов, низма Курильской островной дуги. В индексах проб пробные цифровые обозначения соответствуют с цифрами в скобках соответствуют средним составам пород из отмеченного числа проб, а заглавные ичические бомбы (Б) и эвструзии (Э). В разделе данных по вулкану Ширинки пробы с индексами ваным стекловатым включениям в лавах андезитобазальтов, проба с индексом 847/1 соответствует

Ba, Sr, Ni и Cr. С другой стороны, почти все включения и лавы вулканов промежуточной и тыловой зон Курил отвечают по составу умеренно-или высококалийным образованиям близкого к субщелочному или субщелочного по общей щелочности ряда и К-Na-типа (со значениями

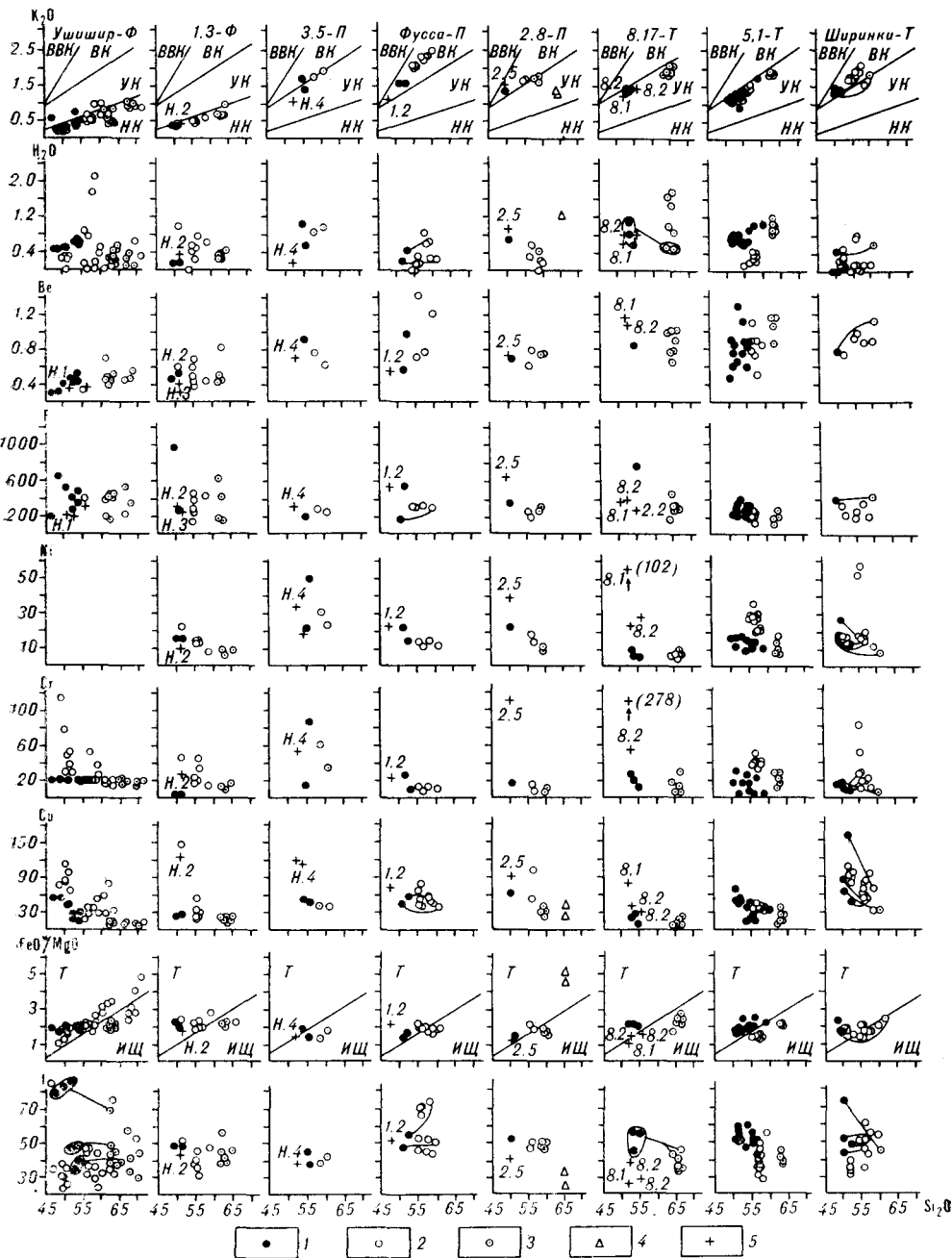
включений в них Курильской островной дуги

Компонент

| K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | п.п.п. | Сумма  | Rb  | Li | Ba   | Sr  | V   | Cr  | Co  | Ni  | Cu  | Be   | B  | F    |
|------------------|-------------------------------|--------|--------|-----|----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|----|------|
| 0,38             | 0,11                          | 0,15   | 99,90  | 5   | 5  | <150 | 320 | 720 | <3  | 37  | 19  | 23  | 0,50 | 29 | 1100 |
| 0,42             | 0,11                          | 0,18   | 99,74  | 5   | 4  | 200  | 330 | 730 | <3  | 33  | 18  | 25  | 0,55 | 22 | 300  |
| 0,73             | 0,09                          | 0,32   | 99,88  | 12  | 10 | 300  | 270 | 120 | <20 | <15 | <12 | 13  | 0,45 | 26 | 720  |
| 0,62             | 0,09                          | 0,39   | 99,73  | 6   | 5  | 50   | 390 | 610 | <24 | 36  | <15 | 48  | 0,35 | 20 | 230  |
| 0,26             | 0,10                          | 0,40   | 99,81  | 3   | 8  | 70   | 380 | 610 | <24 | 29  | <15 | 49  | 0,35 | 18 | 730  |
| 0,33             | 0,09                          | 0,50   | 100,13 | 4   | 4  | 50   | 400 | 530 | <24 | 27  | <15 | 41  | 0,45 | 22 | 550  |
| 0,43             | 0,12                          | 0,59   | 100,55 | 3   | 4  | 60   | 400 | 625 | <24 | 33  | <15 | 27  | 0,50 | 25 | 430  |
| 0,35             | 0,24                          | 0,71   | 99,72  | 5   | 5  | —    | 380 | 375 | <24 | 27  | <15 | 19  | 0,45 | 29 | 300  |
| 0,79             | 0,16                          | 0,63   | 99,67  | 8   | 4  | 80   | 400 | 375 | <24 | 23  | <15 | 16  | 0,55 | 25 | 500  |
| 0,43             | 0,12                          | 0,53   | 99,70  | 8   | —  | 120  | 430 | 530 | <24 | 24  | <15 | 26  | 0,45 | 24 | 380  |
| 0,53             | 0,12                          | 0,30   | 99,60  | 6   | 6  | <180 | 420 | 260 | <36 | 20  | <15 | 28  | —    | —  | —    |
| 0,63             | 0,17                          | 1,00   | 99,83  | 5   | 4  | 190  | 340 | 250 | <31 | <20 | <15 | 42  | —    | —  | —    |
| 0,84             | 0,14                          | 0,22   | 100,65 | 9   | 7  | 140  | 400 | —   | —   | —   | —   | —   | 0,75 | 46 | 430  |
| 0,50             | 0,15                          | 0,39   | 100,76 | 4   | 7  | 90   | 500 | —   | —   | —   | —   | —   | 0,45 | 40 | 170  |
| 0,84             | 0,12                          | 0,45   | 100,54 | 10  | 10 | 150  | 500 | —   | —   | —   | —   | —   | 0,55 | 36 | 500  |
| 0,62             | 0,15                          | 0,25   | 100,28 | 6   | 8  | 150  | 390 | 165 | <24 | <14 | <15 | 13  | 0,54 | 34 | 390  |
| 1,01             | 0,16                          | 0,22   | 99,80  | 8   | 7  | 200  | 410 | 65  | 20  | 9   | 7   | 12  | 0,54 | 27 | 380  |
| 1,48             | 0,21                          | 0,87   | 99,73  | 29  | 6  | 500  | 750 | 280 | 24  | 36  | 27  | 62  | 0,80 | 30 | 410  |
| 1,97             | 0,21                          | 0,28   | 99,70  | 40  | 10 | 620  | 740 | 180 | 12  | 14  | 11  | 32  | 0,85 | 36 | 310  |
| 1,92             | 0,21                          | 1,21   | 99,67  | 48  | 9  | 500  | 600 | 200 | 15  | 19  | 25  | 50  | 1,00 | 36 | 240  |
| 1,61             | 0,23                          | 0,68   | 99,43  | 22  | 11 | 400  | 560 | 180 | 99  | 26  | 56  | 47  | —    | —  | —    |
| 2,07             | 0,22                          | 1,05   | 99,74  | 46  | 10 | 400  | 540 | 160 | 57  | 17  | 31  | 40  | 0,75 | 38 | 300  |
| 1,76             | 0,23                          | 0,17   | 99,65  | 30  | 10 | 400  | 620 | 260 | 30  | 34  | 26  | 44  | 0,65 | 29 | 190  |
| 1,75             | 0,26                          | 0,51   | 99,76  | 43  | 15 | 400  | 670 | 240 | 12  | 27  | 17  | 55  | 1,10 | 48 | 620  |
| 2,40             | 0,28                          | 0,18   | 99,86  | 59  | 10 | 500  | 630 | 200 | 12  | 24  | 14  | 50  | 1,20 | 44 | 340  |
| 2,66             | 0,25                          | 0,55   | 99,71  | 73  | 11 | 500  | 580 | 160 | 13  | 25  | 14  | 50  | 1,10 | 56 | 360  |
| 1,57             | 0,27                          | 0,97   | 99,85  | 38  | —  | 460  | 650 | 300 | 34  | 22  | 11  | 27  | —    | —  | —    |
| 1,53             | 0,29                          | 1,34   | 99,57  | 29  | 3  | 440  | 650 | 300 | 25  | 24  | 8   | 29  | —    | —  | —    |
| 1,55             | 0,20                          | 0,70   | 99,76  | 32  | —  | 440  | 240 | 230 | 18  | 26  | 6   | 16  | 0,95 | 47 | 900  |
| 2,33             | 0,16                          | 1,32   | 99,70  | 54  | 6  | 860  | 400 | 90  | <17 | 11  | <9  | 12  | 0,99 | 65 | 360  |
| 1,66             | 0,37                          | 0,17   | 99,53  | 32  | 10 | 300  | 730 | 240 | <20 | 29  | 29  | 86  | —    | —  | —    |
| 1,50             | 0,28                          | 0,44   | 100,00 | 34  | 6  | 300  | 690 | 280 | <20 | 30  | 21  | 60  | 0,85 | 30 | 500  |
| 1,56             | 0,39                          | 0,01   | 99,72  | 36  | 9  | 300  | 750 | 250 | <20 | 26  | <18 | 190 | —    | —  | —    |
| 1,52             | 0,24                          | 0,07   | 99,77  | 33  | 10 | 500  | 690 | 260 | 20  | 23  | <18 | 48  | —    | —  | —    |
| 1,62             | 0,25                          | 0,26   | 99,48  | 34  | 7  | 300  | 670 | 230 | 17  | 31  | 18  | 89  | 1,15 | 30 | 390  |
| 2,14             | 0,28                          | 0,20   | 99,79  | 50  | 9  | 420  | 640 | 200 | 33  | 24  | 27  | 61  | 1,05 | 40 | 380  |
| 1,80             | 0,29                          | 0,13   | 99,79  | 49  | 8  | 500  | 670 | 220 | 14  | 23  | 12  | 32  | 1,00 | 30 | 320  |
| 2,06             | 0,26                          | 0,57   | 99,79  | 48  | 12 | 500  | 680 | 130 | 9   | 13  | 9   | 33  | 1,25 | 35 | 550  |
| 1,45             | 0,29                          | 0,92   | 99,83  | 35  | 7  | 500  | 600 | 380 | 19  | 27  | 18  | 59  | 0,55 | 25 | 270  |
| 1,47             | 0,27                          | 1,01   | 99,75  | 30  | 7  | 500  | 590 | 345 | 32  | 30  | 18  | 48  | 0,70 | 28 | 360  |
| 1,30             | 0,24                          | 0,74   | 99,85  | 32  | 7  | 400  | 610 | 360 | <24 | 29  | <15 | 48  | 1,00 | 30 | 400  |
| 1,50             | 0,30                          | 0,84   | 99,65  | 37  | 7  | 600  | 600 | 380 | <3  | 18  | 13  | 51  | 0,95 | 33 | 320  |
| 1,54             | 0,31                          | 0,82   | 99,75  | 36  | 8  | 500  | 610 | 330 | <24 | 24  | <15 | 53  | 0,85 | 23 | 320  |
| 1,48             | 0,30                          | 0,99   | 99,60  | 35  | 9  | 500  | 590 | 320 | <24 | 26  | <15 | 48  | 1,45 | 30 | 250  |
| 1,57             | 0,32                          | 0,81   | 99,51  | 39  | 8  | 500  | 590 | 340 | 18  | 22  | 18  | 47  | 0,75 | 46 | 450  |
| 1,26             | 0,32                          | 0,80   | 99,61  | 36  | 8  | 500  | 640 | 240 | 15  | 16  | 11  | 17  | 1,25 | 21 | 330  |
| 1,47             | 0,31                          | 1,10   | 99,64  | 34  | 10 | 500  | 600 | 230 | 28  | 16  | 16  | 33  | 0,85 | 31 | 280  |
| 1,45             | 0,29                          | 0,72   | 99,74  | 37  | 7  | 600  | 660 | 245 | <24 | 17  | <15 | 21  | 1,00 | 26 | 380  |
| 1,60             | 0,25                          | 0,63   | 99,76  | 47  | 10 | 500  | 600 | 250 | 8   | 20  | 15  | 42  | 0,70 | 28 | 310  |
| 1,54             | 0,22                          | 0,75   | 99,79  | 42  | 9  | 500  | 590 | 350 | <3  | 18  | 12  | 24  | 0,95 | 21 | 380  |
| 1,64             | 0,38                          | 1,17   | 99,52  | 42  | 10 | 600  | 650 | 170 | 28  | 15  | 16  | 16  | 1,00 | 21 | 200  |
| 1,98             | 0,26                          | 1,21   | 99,86  | 49  | 13 | 600  | 590 | 200 | <3  | 18  | 11  | 30  | 0,95 | 35 | 380  |
| 2,20             | 0,22                          | 1,07   | 99,68  | 107 | 13 | 750  | 550 | 135 | 20  | 10  | 13  | 17  | 1,19 | 57 | 220  |

в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова (радикальный метод), С. И. Шигаровой, Д. Я. Орловой, Н. Н. Уфимцевой (Rb, Li — пламенная фото-В, Cu — спектральный и атомно-абсорбционный методы), Л. Л. Петровым (В, F, Be). В колонке а заглавные буквы справа — фронтальные (Ф), промежуточные (П) или тыловые (Т) зонам вулканогомогенных включений, а безробые — непосредственно вмещающим их породам; обозначения буквы справа от цифровых индексов обозначают фацию вулканитов, в том числе лавы (Л), вулкан-845/1 и 842/1 соответствуют полностью раскристаллизованным, а 825/1 — слабо раскристаллизованным в эвстривном куполе.

Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O от 1,0 до 2,0) с заметно повышенными содержаниями Li, Rb, Ba, Sr, Ni и Cr. Большинство включений по отмеченным параметрам, а также по соотношению FeO\*/(MgO—SiO<sub>2</sub>) близки сходным им по основности лавам соответствующего вулкана или соседних вулканов той



Графики соотношения концентраций  $K_2O$ ,  $H_2O$  (%), Be, F, Ni, Cr, Cu (г/т), а также значений  $f^0$  ( $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$ ) и  $FeO^*/MgO$  с кремнекислотностью в гомеогенных включениях и вмещающих их вулканитах Курильской островной дуги.

1 — гомеогенные включения; 2 — покровные лавы; 3 — экструзивные образования; 4 — игнимбриты; 5 — средние составы лав вулканов, находящихся в непосредственной близости от тех построек, где изучались гомеогенные включения. Рядом с точками средних составов пород на графиках даны обозначения соответствующих им вулканов, где Н.1 соответствует влк. Кетой (о. Кетой), Н.2 и Н.3 — кальдерам Нэмо и Тао-Русьр (о. Онекотан), Н.4 — влк. Райкоке (о. Райкоке). Линиями на графиках соединены точки составов гомеогенных включений и вмещающих их пород. Буквы справа от названия или номера вулкана, где изучались гомеогенные включения, обозначают соответственно фронтальную (Ф), промежуточную (П) или тыловую (Т) зону вулканизма Курильской ОД. Поля низкокальциевых (НК), умереннокальциевых (УК), высококальциевых (ВК) и весьма высококальциевых (ВВК) вулканитов на графиках  $K_2O - SiO_2$  даны в соответствии с [32], а поля толеитовых (Т) и известково-щелочных (ИЩ) вулканитов на графиках  $FeO^*/(MgO - SiO_2)$  — в соответствии с [30].  $FeO^*$  отражает суммарное содержание Fe в породе в пересчете на FeO (%).

же зоны ОД, причем базальтоидные включения всегда являются толейтовыми [31] в противовес часто вмещающим включениям низкожелезистым известково-щелочным образованиям андезит-дацитового ряда.

Вместе с тем, необходимо отметить, что во включениях (особенно из экструзий) по сравнению с соответствующими лавами близкой основности нередко наблюдаются пониженные содержания Cr, Ni и Cu при повышенных — K, Rb, Ba и, прежде всего, летучих — B, F, Li, Be, H<sub>2</sub>O (см. рисунок), т. е. наблюдается тенденция к выравниванию их составов с вмещающими породами. На данную связь указывает и соотношение FeO\*/MgO—SiO<sub>2</sub> (см. рисунок) в некоторых гомеогенных включениях андезитобазальтового и всех — андезитового состава из экструзий, которые являются не толейтовыми (как базальтоидные включения), а либо известково-щелочными (как вмещающие породы), либо промежуточными. При этом гомеогенные включения из экструзий в сравнении со свежими покровными лавами близкой основности в большинстве случаев имеют настолько высокие содержания H<sub>2</sub>O (0,5—1,0 %) и значения степени окисленности железа (f<sup>0</sup>), что они либо почти аналогичны таковым вмещающих пород, либо чуть выше, особенно по параметру f<sup>0</sup> (см. рисунок). К сожалению, на предложенных графиках отмеченное в отношении покровных лав не всегда четко прослеживается из-за не всегда достаточной степени их «свежести».

Петрографически «аномальное» гомеогенное включение в экструзивных андезитах влк. Ширинки при близких с вмещающими породами содержаниях H<sub>2</sub>O имеет вдвое повышенное значение f<sup>0</sup>. Лавоподобные базальтоидные включения в андезитобазальтовых лавах того же вулкана, как и вмещающие их породы, имеют содержания H<sub>2</sub>O, близкие к нулю при пониженных значениях f<sup>0</sup>. Во включениях из андезитовых бомб влк. Пик Фусса, в сравнении их с вмещающими породами, концентрации H<sub>2</sub>O также близки, но значения f<sup>0</sup> могут быть как близкими, так и пониженными.

**Обсуждение материала.** К настоящему времени существует множество гипотез о происхождении гомеогенных включений. Все их можно объединить в три группы.

1. Ксеногенная: гомеогенные включения рассматриваются как обломки осадочных, метаморфических и более ранних магматических пород, находящихся на разных стадиях переработки вмещающим расплавом [17, 25, 30]. При этом их нередко рассматривают как реликты пород глубинного субстрата — «реститы», в результате плавления которых образовались захватившие их кислые магмы [13, 14, 18].

2. Родственная: гомеогенные включения рассматриваются как сформированные совместно с вмещающими их образованиями из единого родоначального расплава за счет его кристаллизационной, гравитационной или ликвационной дифференциации [11, 12, 20, 28], в том числе в крайних частях магматических каналов [15, 19].

3. Смешения расплавов: гипотеза о возможности образования гомеогенных включений при смешении магм кислого и основного составов [8, 12, 36].

Как показано выше, все изученные нами гомеогенные включения по своим свойствам близки более ранним лавам соответствующих вулканов, что указывает на их магматический, а не реститовый генезис.

Среди изученных включений были выделены две большие группы с принципиально различающимися свойствами. К первой группе относятся как овальные, так и угловатые базальтовые включения из покровных лав основного состава, имеющие полные аналогии среди смежных лав той же основности. От вмещающих пород они отличаются лишь пористостью, степенью окисленности железа, отсутствием амфибола и т. д., что в общем может отражать фациальные свойства более ранних лав конкретного вулкана и показывать, что данные включения в большинстве случаев могут рассматриваться как их почти неизменные обломки-ксенолиты либо продукты кристаллизации магм у стенок магматических каналов.

Во вторую группу можно объединить прежде всего гомеогенные включения из средне- и высококремнеземистых экструзивных, бомбовых и пемзовых образований, а также амфиболсодержащие микровключения из андезитобазальтовых лав подводного вулкана П 5.1, которые полных аналогов среди типичных вулканитов региона не имеют. Микровключения этой группы по размерам, поровидной округлой форме, а также структуре и минеральному составу напоминают неоднократно наблюдавшиеся в подводных лавах [16, 34] включения микрозернистых базальтов, закристаллизовавшихся из расплава, втянутого в связанные с дегазацией лав «везикулы» (поры, пузырьки) в результате понижения температуры расплава и давления в везикулах. Наличие же амфибола в изученных микровключениях вполне можно объяснить обогащенностью остаточного расплава водосодержащим флюидом.

Особо остановимся на гомеогенных включениях из средне- и высококремнеземистых экструзий, а также бомбовых и, скорее всего, пемзовых образований, в которых обнаруживаются свойства как лав близкой основности, так и вмещающих их заметно более кремнекислых пород. Среди последних особенно важно отметить близость во включениях и вмещающих породах содержания  $H_2O$ , значений  $f^0$ , стремление к выравниванию составов, часто обильное развитие в обоих типах пород амфибола, нередко проявленную во включениях амфиболизацию вкрапленников темноцветных минералов и т. д. Казалось бы, эти свойства легко можно объяснить с «ксеногенных» позиций происхождения гомеогенных включений как преобразованных обломков более древних магматических пород, чем, по-видимому, является «аномальное» включение из экструзии влк. Ширинки. Однако против ксеногенной природы большинства изученных включений в экструзиях свидетельствует целый ряд признаков: высокая (иногда даже выше, чем во вмещающих породах) пористость включений, резкие контакты включений с вмещающими породами при округлой, уплощенной и даже сложной «заливообразной» форме (что невозможно в случае интенсивного диффузионного взаимодействия объектов), наличие в эндоконтактах некоторых включений зонк «закалки», а в экзоконтактах — зонк вспучивания, редкое присутствие во включениях совершенно свежего стекла, наличие в базальтовых включениях «исчезающих» выделений кварца, причем только в тех, которые локализованы в кварцсодержащих породах. Все это, скорее всего, указывает на то, что такого рода гомеогенные образования оказались в относительно кремнекислом расплаве не как твердые обломки ранних лав, а как маловязкие жидкости основного состава. Появление таких жидкостей не связано с процессами какой-либо дифференциации расплавов, включая ликвационную. Так, с учетом критериев проявления в расплавах ликвации [32], против нее в нашем случае свидетельствует часто разнородный состав включений по  $SiO_2$ , щелочности, титанистости и  $f^0$  даже в пределах одной и той же экструзии.

На наш взгляд, все выявленные особенности большинства гомеогенных включений в экструзивных образованиях Курпи легко могут объясняться только в том случае, если совокупность пород экструзий и включений рассматривать как результат взаимодействия и частичного смешения двух магм, резко контрастных по кремнекислотности и вязкости, при относительно небольшом объеме низкокремнеземистой магмы по сравнению с более кремнеземистой. Принципиальная возможность и особенности проявления этого процесса в различных условиях были продемонстрированы в ряде эмпирических построений [3, 5, 6, 37] и в целой серии экспериментальных работ. При этом, с одной стороны, было показано [23, 27], что смешение примитивного базальтового расплава, в спокойных условиях внедряющегося в камеру, с близкой по составу фракционированной магмой происходит очень легко, тогда как смешение с кислым расплавом незначительно. С другой стороны, было продемонстрировано [26], что в условиях искусственно проводимой конвекции (в опытах благодаря вращению в разные стороны цилиндриков с взаимодействующими

материалами) базальтовые и дацитовые расплавы также легко и быстро смешиваются, в силу чего в течение нескольких часов могут образоваться гомогенные андезиты и полосчатая структура в даците. При этом на увеличение скорости смешения расплавов заметно влияют присутствие в них вкраплеников, флюидный режим и усиление конвекции. К сожалению, результаты этих работ оказались ограниченными в силу «закрытости» системы при проведении экспериментов и неполноты факторов, воздействующих на нее. Поэтому они практически не касались явлений, которые могли приводить к образованию «гомеогенных» включений в магмах, что является перспективой дальнейших экспериментальных работ. С другой стороны, одно из наиболее интересных объяснений именно этого процесса недавно дано в [4]. На основании того, что замеренная плотность гомеогенных включений в экструзиях всегда ниже, чем во вмещающих их породах (кроме пемзовых), показано, что разделение импульсно внедряющегося базальтоидного расплава на малые объемы (будущие гомеогенные включения) и последующее их перераспределение в кремнекислой магне могут быть обусловлены именно тенденцией интенсивно дегазирующего базальтоидного расплава к быстрому всплыванию (флотации).

Рассмотрим более детально процесс взаимодействия контрастных магм. Взаимодействие высокотемпературного базальтового расплава с низкотемпературным и, обычно, более водонасыщенным кислым расплавом должно вызывать (особенно в малоглубинных условиях с низким литостатическим давлением) перегрев и вскипание последнего в соответствии с количеством внедрившегося расплава. Значительное вскипание кислого расплава может явиться причиной мощных взрывов и взрывных извержений, включая «палящие тучи», которые, в свою очередь, могли приводить к формированию крупных кальдер [22, 29, 35, 37]. Пена, образовавшаяся в результате «кипения» магмы, выбрасывается в виде пемз. При этом именно состав пемз во многих случаях должен соответствовать первичному составу высококремнистого расплава, в который внедрялся базальтовый. По-видимому, во многом за счет увеличения объема вещества в камере происходит и выдавливание высоковязкого кремнекислого расплава к поверхности Земли, что нередко выражается (в случае его изначально неглубокого залегания) в образовании маломощных потоков кислых лав и экструзий.

В процессе взаимодействия кислой и основной магм интенсивный сброс летучих должен происходить и в базальтовом расплаве вследствие его резкого охлаждения, что, в свою очередь, должно приводить к быстрой его кристаллизации, интенсивному вспучиванию и, судя по [4], значительному уменьшению плотности (что мы и отмечаем обычно по структуре и по весьма высокой пористости гомеогенных включений). При этом наиболее интенсивное отделение летучих должно происходить на границах взаимодействия расплавов, что иногда фиксируется во внешних вспученных экзоконтактных зонах гомеогенных включений. Очевидно, данные процессы не способствовали быстрому взаимовлиянию и смешению взаимодействующих магм, как это было бы в случае магм малой контрастности [23]. Изменение же базальтовым расплавом плотности до более низкой, чем во вмещающем кремнекислом расплаве [4], в условиях тепловой конвекции и, что на наш взгляд также важно, активного тектонического режима (дрожание, вибрация и т. д.) должно приводить к его разделению на множество всплывающих разных по размеру и приобретающих все более округлую форму мафических обособлений. При этом градиент температур во взаимодействующих магмах не настолько высок, чтобы всплывающие мафические обособления кристаллизовались со скоростью наземных лавовых базальтоидов, но и не настолько низок, чтобы они кристаллизовались со скоростью типичных интрузий.

Важно заметить, что отмеченная выше «затрудненность» взаимовлияния контрастных расплавов не означает полного его отсутствия.

Так, в обоих расплавах обязательно должно происходить выравнивание температурного и газовой-флюидного режима (прежде всего,  $P_{H_2O}$  и  $f_{O_2}$ ), что приведет в случае достаточного увеличения содержания  $H_2O$  в базальтоидах к кристаллизации в них (так же как и во вмещающих образованиях) значительного количества амфибола (причем не только в более обогащенных водой образованиях тыловой зоны ОД [2], но, нередко, и во фронтальных магмах) и даже биотита (в тыловой зоне ОД). Благодаря флюидному взаимодействию сразу должен начинаться некоторый диффузионный обмен рядом элементов между обени магмами, что ведет, соответственно, к изменению их кремнекислотности. Это подтверждается при сравнении в единых вулканических постройках (например, Ушишир) состава ранних пемз и экструзий без включений с составом более поздних и менее кремнеземистых экструзий, изобилующих гомогенными включениями.

С другой стороны, по нашим данным, описанный тип диффузионного взаимодействия — не единственный процесс взаимовлияния контрастных расплавов. На это указывают появление в некоторых гомогенных включениях из кварцсодержащих экструзий мелких вкрапленников кварца, часто проявленная во включениях неравновесность кристаллизовавшихся минеральных фаз, а также наличие в пределах некоторых экструзий наряду с в основном проявленными высокомафическими редких включений аномально высокой кремнекислотности. Все эти свойства гомогенных включений указывают на возможность механического захвата с последующим химическим растворением высококремнекислого расплава базальтоидным (смешение магм), что должно происходить на ранних этапах взаимодействия магм.

Оба процесса взаимодействия контрастных магм должны приводить к взаимному изменению их состава, что, конечно, не может всегда происходить равномерно и одновременно. Так, степень смешения магм должна зависеть от состава и объема внедряющегося мафического расплава, многоактивности его «впрыскивания» (т. е. от изменения температуры в системе), а также характера и скорости разделения его на малые объемы. В последнем случае, по-видимому, иногда можно ожидать и захвата достаточно большой порции кислого расплава внутрь неравномерно отделяющихся, поначалу бесформенных обособлений мафического расплава, что в ходе их смешения может привести к аномально высококремнеземистым обособлениям среди множества более мафических.

Степень диффузионного изменения составов обеих магм определяется, прежде всего, временем их взаимодействия до начала подъема, временем их движения к земной поверхности (т. е. глубиной магматической камеры и скоростью подъема), а также скоростью их остывания и кристаллизации, которая всегда неодинакова в разных фациях экструзий (эндоконтактной, внутренней и т. д.). В этом случае минимальному времени взаимодействия магм соответствуют самые низкокремнеземистые и наименее раскристаллизованные базальтовые гомогенные включения, чья полная кристаллизация, скорее всего, происходила почти одновременно или чуть ранее кристаллизации вмещающей магмы вблизи или даже на земной поверхности (как в пределах Ушиширской экструзии, где данные включения приурочены к ее апикальной и наиболее окисленной эндоконтактной фации).

Таким образом, в зависимости от того, в какой степени в процессе взаимодействия с кислой магмой участвовала внедрявшаяся базальтоидная магма, а также насколько быстро после этого произошло извержение их на земную поверхность, в составе вулканических продуктов можно ожидать наличие «чистых» негибридных, гетеротакситовых полосчатых или гомогенных гибридных пемз, а затем и разной степени гибридности состава лав и экструзий, среди которых проявляются либо гетерогенные андезитодацитовые и дацитовые с множеством гомогенных включений, либо более основные гомогенные.



В заключение заметим, что принятие возможности происхождения гомеогенных включений в результате взаимодействия и смещения резко контрастных по составу магм предполагает, что процессы смещения магм в природе, по-видимому, проявлены весьма широко, а большая часть пород среднего состава среди как вулканитов, так и гранитоидных интрузий может иметь «смешанное» происхождение. В связи с этим кислые магмы в пределах Курильской ОД во многих случаях могут локализоваться в собственных, нередко значительных по размеру, разноглубинных камерах и, с учетом их довольно значительного проявления на некоторых участках ОД, по-видимому, не всегда являются продуктами прямого фракционирования первичных базальтовых расплавов (т. е. могут иметь и первично коровое происхождение [9, 21]).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Вольнец О. Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных соотношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция.— М.: Наука, 1986.— С. 153—169.
2. Авдейко Г. П., Вольнец О. Н., Антонов А. Ю. Вулканизм Курильской островной дуги. Структурно-петрологические аспекты и проблемы петрогенезиса // Вулканология и сейсмология.— 1989.— № 5.— С. 3—15.
3. Биндеман И. Н. Смещение магм как механизм генезиса экструзивных дацитов вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 1.— С. 11—19.
4. Биндеман И. Н., Подладчиков Ю. Ю. О механизме выноса и извержения родственных включений в вулканических породах // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1991.— № 9.— С. 48—56.
5. Вольнец О. Н. Гетеротакситовые лавы и пемзы // Проблемы глубинного магматизма.— М.: Наука, 1979.— С. 181—196.
6. Вольнец О. Н., Абрамов В. А., Хренов А. П. Распределение компонентов на границе стекол разного состава в смешанных лавах // Геология и геофизика.— 1977.— № 9.— С. 146—151.
7. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1967.
8. Добрецов Г. Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий // Геология и геофизика.— 1971.— № 5.— С. 38—44.
9. Жариков В. А., Эпельбаум М. Б., Боголепов М. В. Экспериментальное исследование возможности гранитизации под воздействием глубинного флюида // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 311, № 2.— С. 462—465.
10. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.
11. Коренбаум С. А., Валуй Г. А., Лаговская Е. А., Макарова Ж. А. Минеральный состав и некоторые особенности кристаллизации шпировидных включений в гранитоидах прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса.— Владивосток, 1970.— С. 126—128.
12. Левинсон-Лессинг Ю. Ф. Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.
13. Остроумова А. С. Включения меланократовых пород в экструзивных дацитах г. Гадис (Армения) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1967.— № 2.— С. 24—39.
14. Рейнольдс Д. Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации // Проблема образования гранитов.— М.: ИЛ, 1959.— С. 108—187.
15. Селянгин О. Б. Петрогенезис базальт-дацитової серии в связи с эволюцией вулканоструктур.— М.: Наука, 1987.
16. Симанович И. М., Степанов С. С. Минеральные преобразования базальтов скв. 304 (рейс 32 «Гломара Челленджера») // Минеральные преобразования пород океанической коры.— М.: Наука, 1984.— С. 41—48.
17. Соболев Р. И. О возрасте ксенолитов в гранитоидной формации малых глубин западной части Центрального Казахстана // Современные методики петрологических исследований.— М.: Наука, 1976.— С. 202—208.
18. Тарарин И. А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока.— Владивосток, 1975.— С. 142—167.
19. Фельдман В. И. Меланократовые скопления в гранитоидах // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1973.— Т. 48, № 4.— С. 131—132.
20. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология автолитов в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 2.— С. 36—48.
21. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин.— М.: Недра, 1989.
22. Bardintzeff J. M. Les nees ardentes // Recherche.— 1987.— V. 18, N 194.— P. 1462—1470.
23. Campbell I. H., Turner J. S. Turbulent mixing between fluids with different viscosities // Nature.— 1985.— V. 313, N 5997.— P. 39—42.

24. *Didier J. Granites and their enclaves.*— Amsterdam: Elsevier, 1973.
25. *Hamilton W. B.* Variation in plutons of granitic rocks of the Huntington Lake area of the Sierra Nevada, California // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1956.— V. 67, N 12, pt. 1.— P. 1585—1598.
26. *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.
27. *Kayaguchi T., Blake S.* The dynamics of magma mixing in a rising magma batch // *Bull. Volcanol.*— 1989.— V. 52, N 2.— P. 127—137.
28. *Lacroix A.* Les enclaves des rockes volcaniques.— Macon, 1893.
29. *McGarvil D.* Torfajokull: A volcano dominated by magma mixing // *Geology.*— 1984.— V. 12, N 11.— P. 685—688.
30. *Michel Levy A.* Contribution al etude du granite de Flamanville et des granites francais en general // *Bull. Serv. Carte Geol. Fh.*— 1893.— V. 5, N 36.— P. 1—41.
31. *Myashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*— 1974.— V. 274, N 4.— P. 321—355.
32. *Naney M. T.* Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems // *Amer. J. Sci.*— 1983.— V. 283, N 10.— P. 993—1033.
33. *Peccerillo 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.
34. *Smith R. E.* Segregation vesicles in basaltic lava // *Amer. J. Sci.*— 1967.— V. 265.— P. 696—713.
35. *Sparks R. J., Sigurdsson H., Wilson L.* Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions // *Nature.*— 1977.— V. 267, N 5609.— P. 315—318.
36. *Vernon R. H.* Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites // *J. and Proc. Royal Soc. of New South Wales.*— 1983.— V. 116, N 1.— P. 77—103.
37. *Volynets O. N.* Mixed lavas relationship of the melts forming these lavas // *Bull. Volcanol.*— 1979.— V. 42, N 1—4.— P. 233—242.

*Институт геохимии СО РАН  
Иркутск*

*Поступила в редакцию  
6 июля 1992 г.*

УДК 550.83 + 550.348.436(5.012)

*С. В. Горкуша, Ю. Ф. Малышев*

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСОВ

По результатам 25-летних сейсмологических наблюдений выделено 8 сейсмических поясов, 2 ареала, 9 зон и 11 узлов. Установлена миграция очагов землетрясений как в пределах отдельных структур, так и во всей системе указанных элементов. Исследованы геофизические, геологические и минерагенические признаки сейсмичности. Помимо землетрясений с установленными традиционными механизмами их формирования определена связь части землетрясений с элементами регматической сети преимущественно меридиональных скрытых разломов, природа сейсмичности которых не выяснена. Эти разломы совпадают с древними тектонометаллогенетическими линейными элементами, неоднократно активизированными. Особое внимание привлекают сейсмические узлы, характеризующиеся повышенным тепловым потоком, мантийным разуплотнением, наличием угольных месторождений. За исключением Хайчэнского узла, эти структуры практически не изучены.

В области соединения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных складчатых поясов известны районы высокой современной сейсмичности (Байкальский, Бохайский) и площади с сильными историческими землетрясениями (Северный Китай, юг Северо-Восточного), сейсмический потенциал которых остается значительным, но большая часть территории слабо изучена в сейсмическом отношении (Приамурье, Приморье, Северо-Восточный Китай). Сейсмическую опасность таких районов предстоит оценить, и о необходимости этого говорит появление новых сейсмических зон в местах, ранее считавшихся умеренно и слабо сейсмичными (Большой и Малый Хинган, Нижнее и Среднее Приамурье).

Среди признаков, определяющих сейсмичность, важнейшими являются характеристики глубинного строения, информация о котором дает

возможность установить связь пространственного распределения очагов землетрясений с особенностями глубинной структуры. Эти связи можно использовать как для предсказания землетрясений, так и для прогноза характера глубинного строения сейсмических районов. Они могут служить основой для построения геодинамических моделей структурных элементов литосферы Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов, изучения особенностей их эволюции.

Цель настоящей работы — исследование закономерностей, связывающих распределение сейсмичности с особенностями глубинного строения на пересечении указанных складчатых поясов как на региональном уровне (Восточный Китай, Приамурье, Приморье, часть Забайкалья и Южной Якутии), так и на сравнительно локальном (Восточное Приамурье, в районе сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем). При этом изучено состояние проблемы, систематизирована современная информация о распределении землетрясений, проведено сейсмическое районирование указанных территорий, определено положение выделенных сейсмогенных элементов на геофизических и геологических картах, намечены связи сейсмичности с глубинным строением.

**Состояние проблемы.** До появления детальных работ по исследованию связей сейсмичности с геологическим строением Восточной Азии природа высокой сейсмичности ее внутренних территорий объяснялась формированием Альпийского Трансазиатского сейсмического пояса, а площади на восточной окраине континента относились к сейсмически спокойным, разделяющим Альпийский и Тихоокеанский пояса высокой сейсмичности [21]. Накопление новой информации позволило дифференцировать строение Альпийского сейсмического пояса по геолого-геофизическим свойствам и продлить его на восток в виде таких крупных сейсмогенных структур, как Монголо-Охотский сейсмический пояс [15—17]. Последний охватывает складчатые системы каледонид и мезозойд Забайкалья, Монголо-Охотскую и, возможно, северную часть Сихотэ-Алинской складчатых систем мезозоя, южную часть Алдано-Станового докембрийского блока. Сильные землетрясения наблюдаются по всей территории пояса от Байкала до Охотского моря. Изучение глубинных условий сейсмичности зоны БАМ комплексом геолого-геофизических методов позволило предположить связь очагов землетрясений с волноводом в верхней коре, напряжениями в верхней мантии, локализацию их в зонах глубинных разломов, представленных крутопадающими сбросами, наклонными разломами надвигового типа и крупными сдвигами лево- и правосторонних движений блоков с разным вещественным составом [3]. Преимущественная ориентировка сейсмогенных разломов субширотная, согласная с простираанием структурных элементов Центрально-Азиатского складчатого пояса. С позиций тектоники плит, Монголо-Охотский сейсмический пояс располагается на границе Амурской и Евразийской литосферных плит, обуславливающей существование сейсмического пояса [6, 10, 11]. Механизм, определяющий сейсмичность Байкало-Охотской части пояса, авторы [6, 10, 11] связывают с вращением Станового блока.

Иное распределение сейсмичности наблюдается в Тихоокеанском складчатом поясе. Большинство сильных землетрясений Азиатской ветви пояса сосредоточено на территории Восточного Китая. Они образуют сейсмические пояса и зоны субмеридиональной, северо-восточной, реже субширотной и очень редко северо-западной ориентировки [7, 22]. На этих картах нанесены как исторические (до 1900 г.), так и инструментальные землетрясения. Причем в Северо-Восточном Китае представлены преимущественно инструментальные землетрясения, а в Северном и Южном — и исторические, и инструментальные. В сравнительно недавнее время (до 60-х гг.) Восточный Китай был слабо изучен [4]. В настоящее время на его территории определен сейсмический пояс Север — Юг, совмещенный с Иньчуань-Куньминской зоной разломов и Китайско-Монгольским тектонометаллогеническим поясом [19]. Нами охвачена лишь восточная периферия этого сейсмического пояса. В Северном Ки-

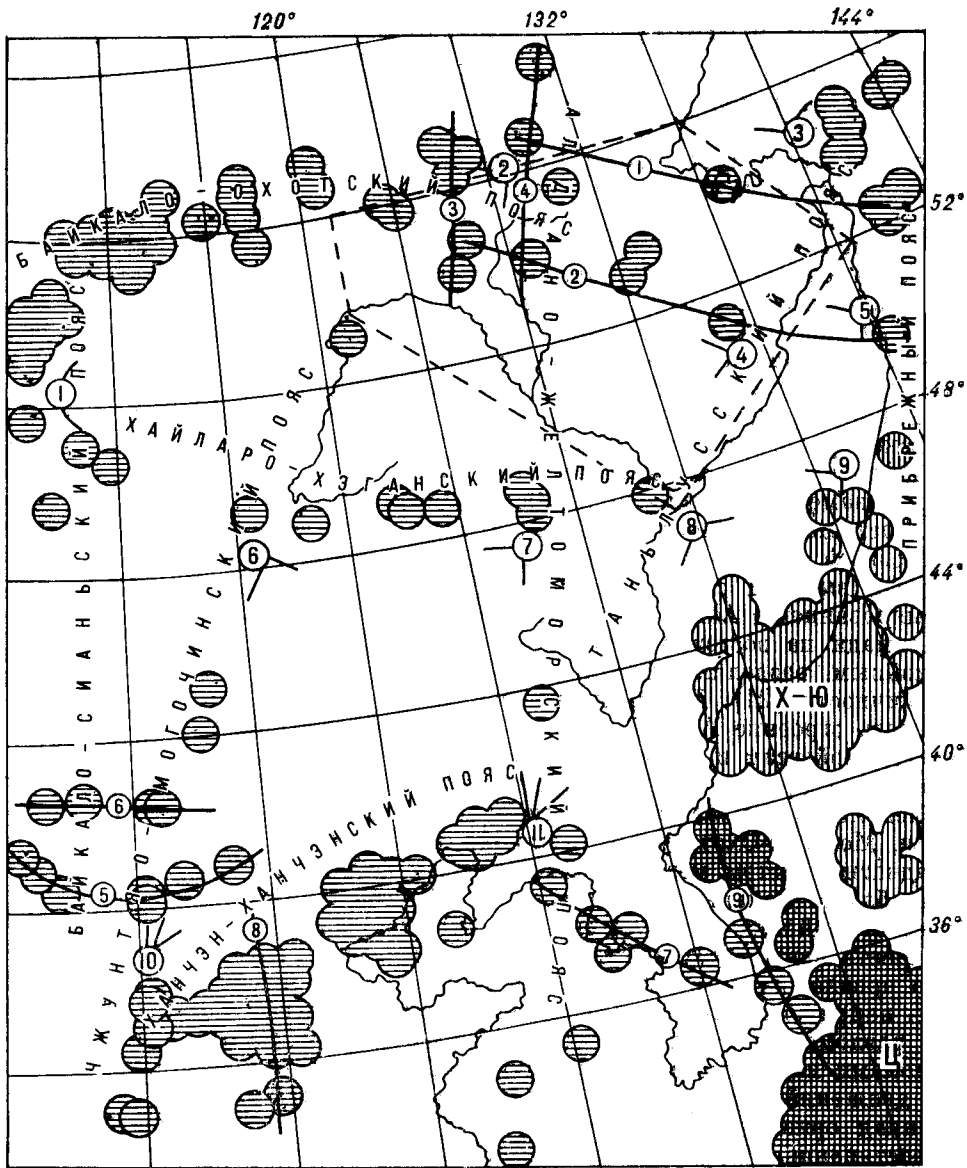


Рис. 1. Структурные элементы сейсмичности области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов землетрясений.

1 — эпицентры землетрясений; 2 — места повышенной концентрации землетрясений; 3 — коровые, 4 — глубокофокусные, 5 — смешанные землетрясения; 6 — сейсмические зоны (1 — Майско-Амурская, 2 — Гилуёвско-Турская, 3 — Врянтинская, 4 — Учуро-Зейская, 5 — Хухотская, 6 — Сайхан-Таласская, 7 — Ляоян-Чхонджуская, 8 — Синтайская, 9 — Восточно-Корейская); 7 — сейсмические узлы (1 — Хилокский, 2 — Верхнезейский, 3 — Рыбноовский, 4 — Комсомольский, 5 — Ванинский, 6 — Далайнорский, 7 — Байаньский, 8 — Хаганский, 9 — Самаргинский, 10 — Линьфынский, 11 — Хайчэньский); 8 — контур изученной площади Восточного Приамурья; сейсмические ареалы: X-Ю — Хунчунь-Южноприморский, Ц — Цусимский.

тае выделен ряд сейсмических зон северо-восточного простирания, представленных цепочками кайнозойских грабенов рифтогенной природы (грабены Шаньси или Фэньвэй, Северо-Китайской равнины и Бохайского залива) [22, 24]. Наиболее протяженная цепочка северо-восточных грабенов прослеживается вдоль разлома Таньлю с территории Южного Китая через Северный и Северо-Восточный и далее в Примурье. В формировании этих грабенов участвуют продольные северо-восточные (правые) и поперечные северо-западные (левые) сдвиги, сопровождающиеся повышенной сейсмичностью. Глубокофокусные землетрясения зарегистри-

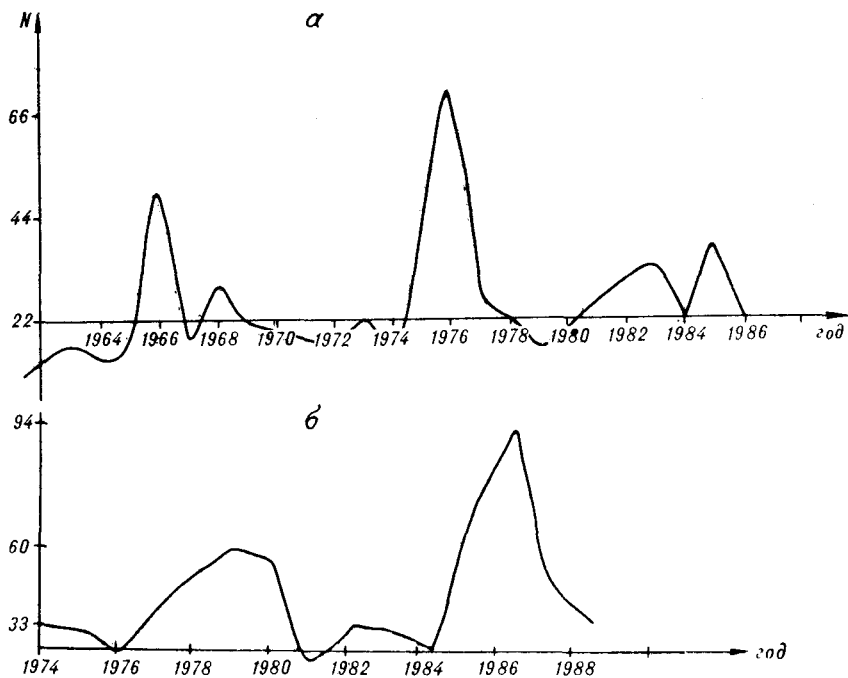


Рис. 2. Временной ход сейсмичности всего региона Восточного Приамурья.  
 а — за период 1961—1986 гг.; б — за период 1974—1988 гг.

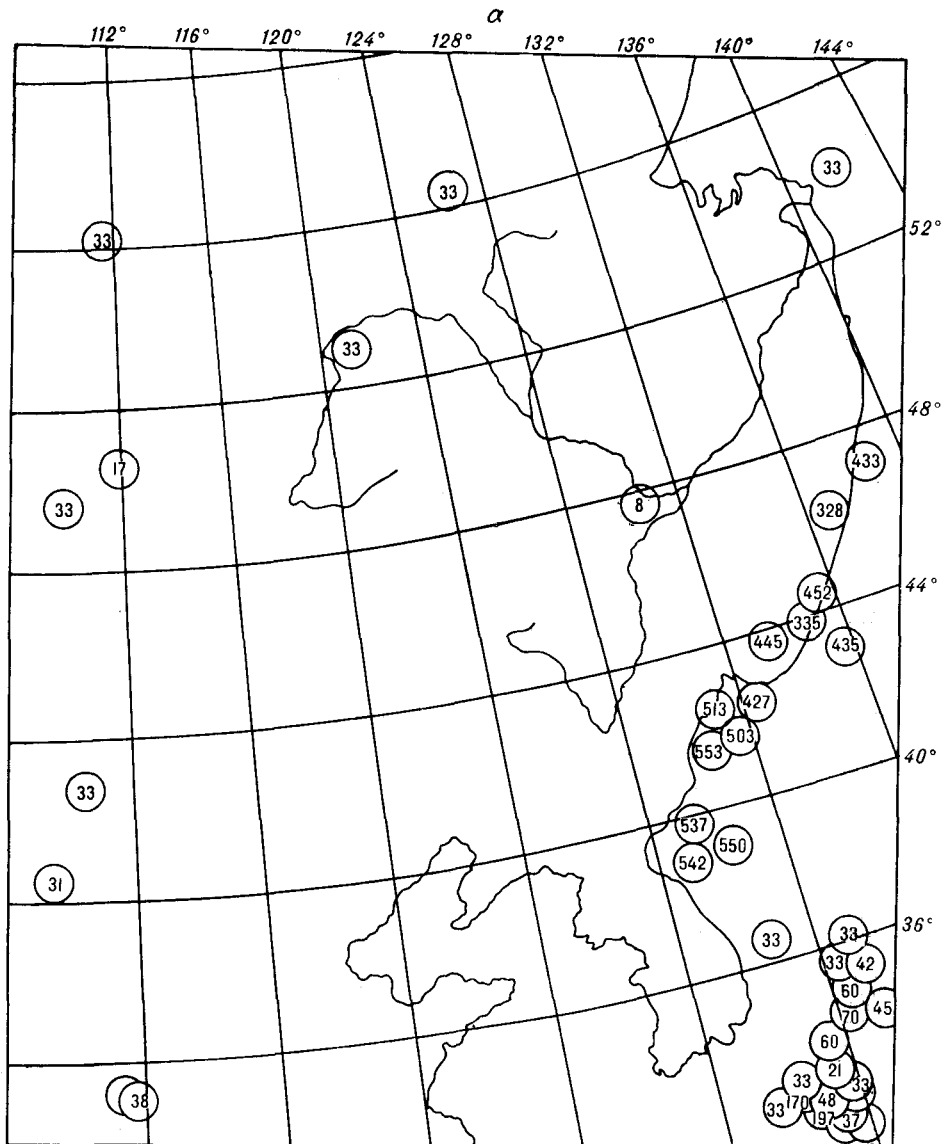
рированы на юго-востоке провинции Хэйлунцзян и в Южном Приморье.

Китайские ученые уделяют большое внимание изучению связей сейсмичности с глубинным строением. Ими отмечена локализация очагов землетрясений в зонах градиентного изменения мощности земной коры [23], связь землетрясений с волноводами в земной коре [24], а по последним данным — преимущественное скопление очагов землетрясений в кровле волновода на границе сред с разными прочностными свойствами (Shao Xuezhong, устное сообщение). В объяснении сейсмичности Восточного Китая значительная роль отводится субдукции тихоокеанской литосферы под континент и взаимодействию Тихоокеанской и Индийской литосферных плит.

**Элементы районирования сейсмичности, их характеристики.** Нами выполнен анализ размещения очагов землетрясений в рамках обозначенного выше региона (рис. 1) за период 1961—1986 гг., включающий землетрясения с магнитудой  $M \geq 3$  [8] и с глубиной очагов от 10 до 600 км. Он позволяет отметить ряд особенностей, проявленных различным сочетанием компактных групп землетрясений и отдельных сейсмических событий, выстраивающихся в линейные зоны и изометричные области, которые по глубине очагов разделены на коровые, глубокофокусные и смешанного типа.

Наиболее протяженные линейные зоны (цепочки эпицентров и полосы) длиной более 1000 км обозначены в работе поясами (Байкало-Охотский, Ханчэн-Хайчэнский и др.), области длиной менее 1000 км — сейсмическими зонами (Майско-Амурская, Брянтинская и др.), компактные сгущения изометричной формы названы ареалами (Хунчунь-Южноприморский, Цусимский) и, наконец, места пересечения поясов и зон — узлами (Хилокский, Верхнезейский и др.).

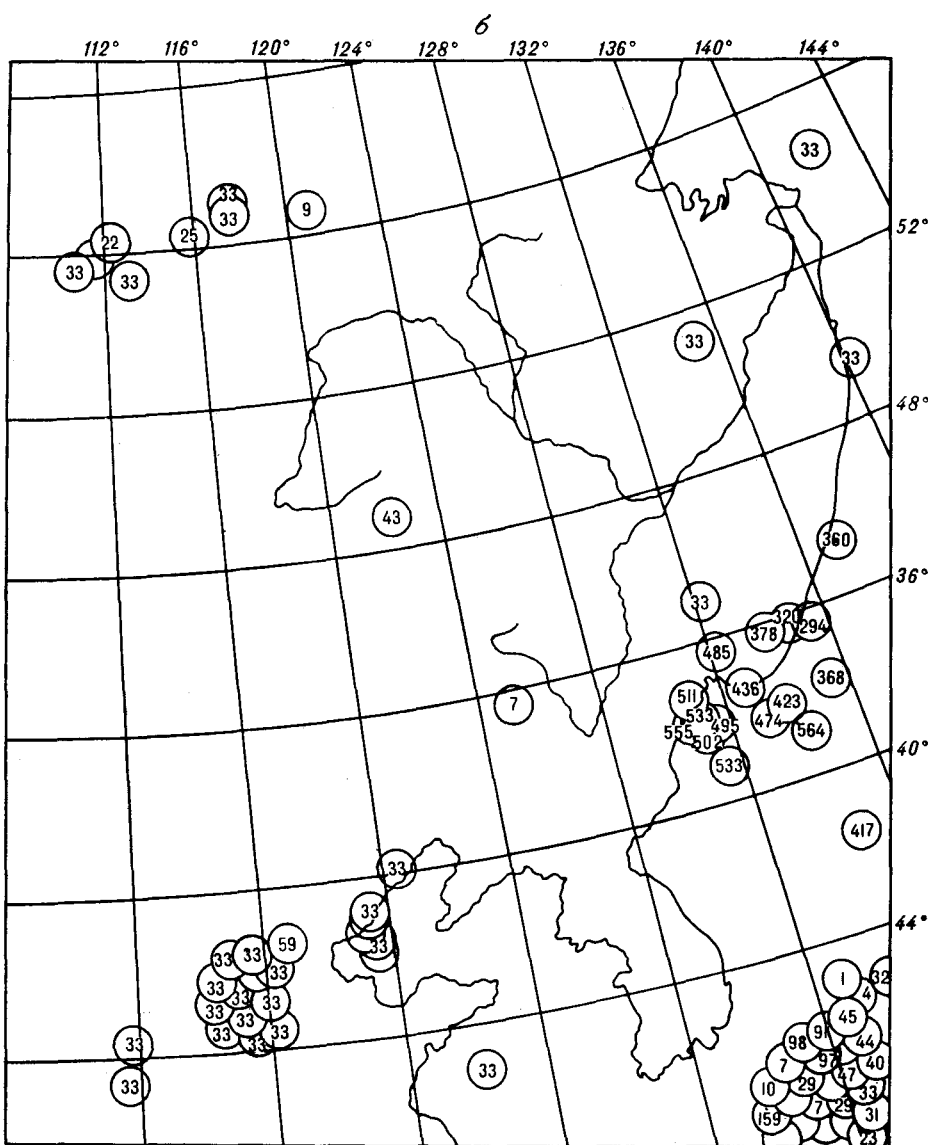
В целях прослеживания временного хода сейсмичности и разложения эпицентрального поля на составляющие весь диапазон наблюдений, равный 25 годам, был разбит на пять временных интервалов с построением соответствующих карт эпицентров, исходя из графика зависимости количества землетрясений от времени (рис. 2, а), показывающего, что



для исследуемой территории характерны 4—6-летние периоды активизации сейсмичности. Так, если с 1961 по 1965 г. отмечается относительно мало толчков, то с 1965 по 1970 г. их число увеличивается, с 1970 по 1975 г. вновь идет спад активности, с 1975 по 1978 г. ее усиление, затем вновь спад и подъем.

Анализ представленных карт сейсмичности региона по различным временным интервалам показывает, что, за исключением Цусимского ареала, где во все периоды отмечается одно ядро активизации, активность различных частей сейсмических поясов имеет тенденцию к миграции, смене места локализации землетрясений. Так, если до 1975 г. Байкало-Охотский пояс активен в центральной части, то с 1976 по 1986 г. — в западной. Ханчэн-Хайчэнский пояс в каждый временной интервал имеет также свои области активизации, наряду с общим субширотным простираением, в его пределах отчетливо отмечаются субмеридиональные зоны, активные в разное время.

Отдельные пояса, не имеющие своего выражения в один временной интервал (рис. 3), постепенно его накапливают, создавая трансрегиональные линии активизации (Алдапо-Желтоморский, Прибрежный, Таньлусский, Байкало-Саянский). Следует обратить внимание и на



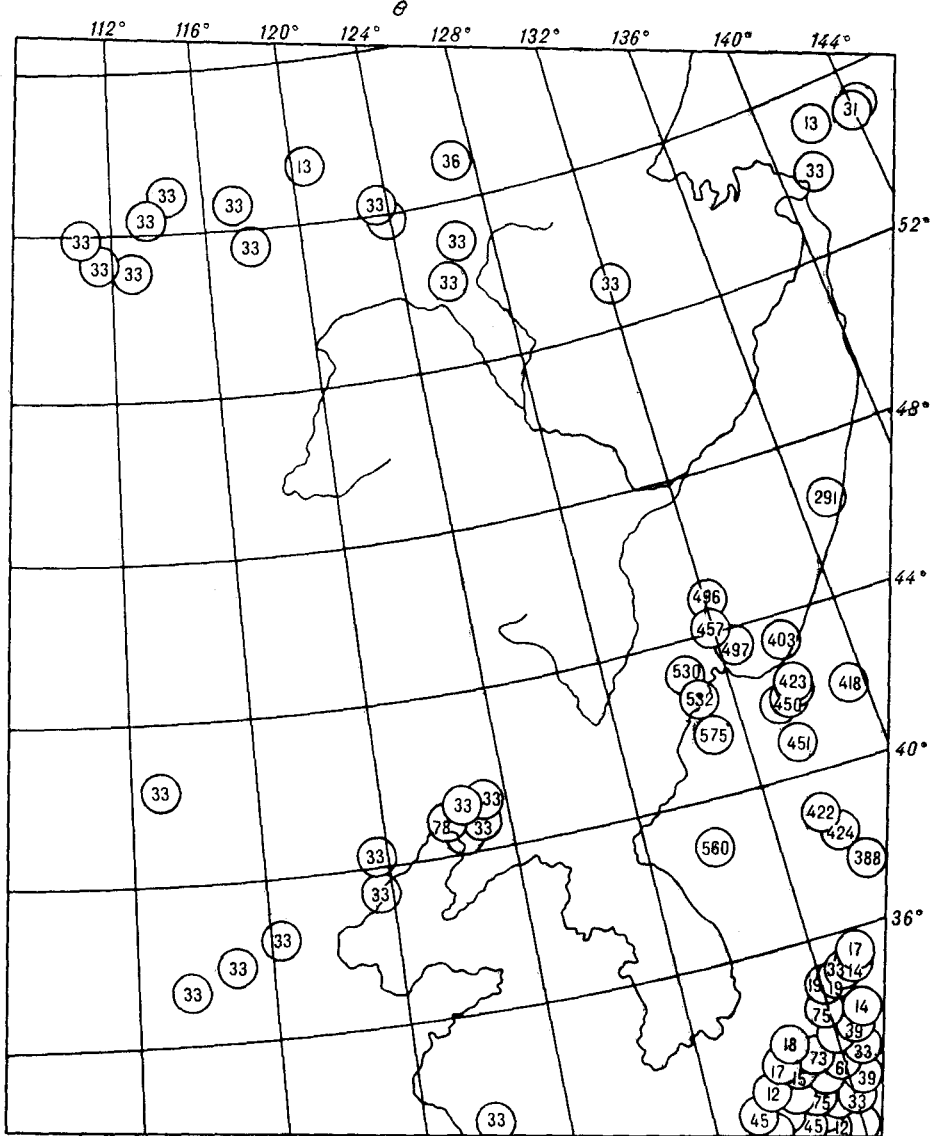
узлы — места пересечения поясов, которые суммируют вероятность активизации сейсмоактивных линий.

Другой интересной особенностью распределения эпицентров на картах временных интервалов сейсмичности является локализация их в поясах и зонах определенной пространственной ориентировки — преимущественно субмеридиональной или субширотной. Кратко можно охарактеризовать сейсмоактивность по временным интервалам. Повышенная активность отмечается в следующих сейсмогенных элементах и их участках:

1961—1965 гг. — северо-восточный отрезок Чжунтяо-Могочинского, Байкало-Сианьский пояс, Цусимский ареал, южная половина Прибрежного пояса, Хэганский узел. Основное простирание элементов субмеридиональное;

1966—1970 гг. — западная часть Байкало-Охотского, Ханчэн-Хайчэнский, Таньлуский пояса, Цусимский и Хунчунь-Южноприморский ареалы, Комсомольский узел. Более четко выражены субширотные пояса;

1971—1975 гг. — Байкало-Охотский, Ханчэн-Хайчэнский пояса, Цусимский и Хунчунь-Южноприморский ареалы, Рыбновский узел, Брянтинская зона. Основное простирание — субширотное;



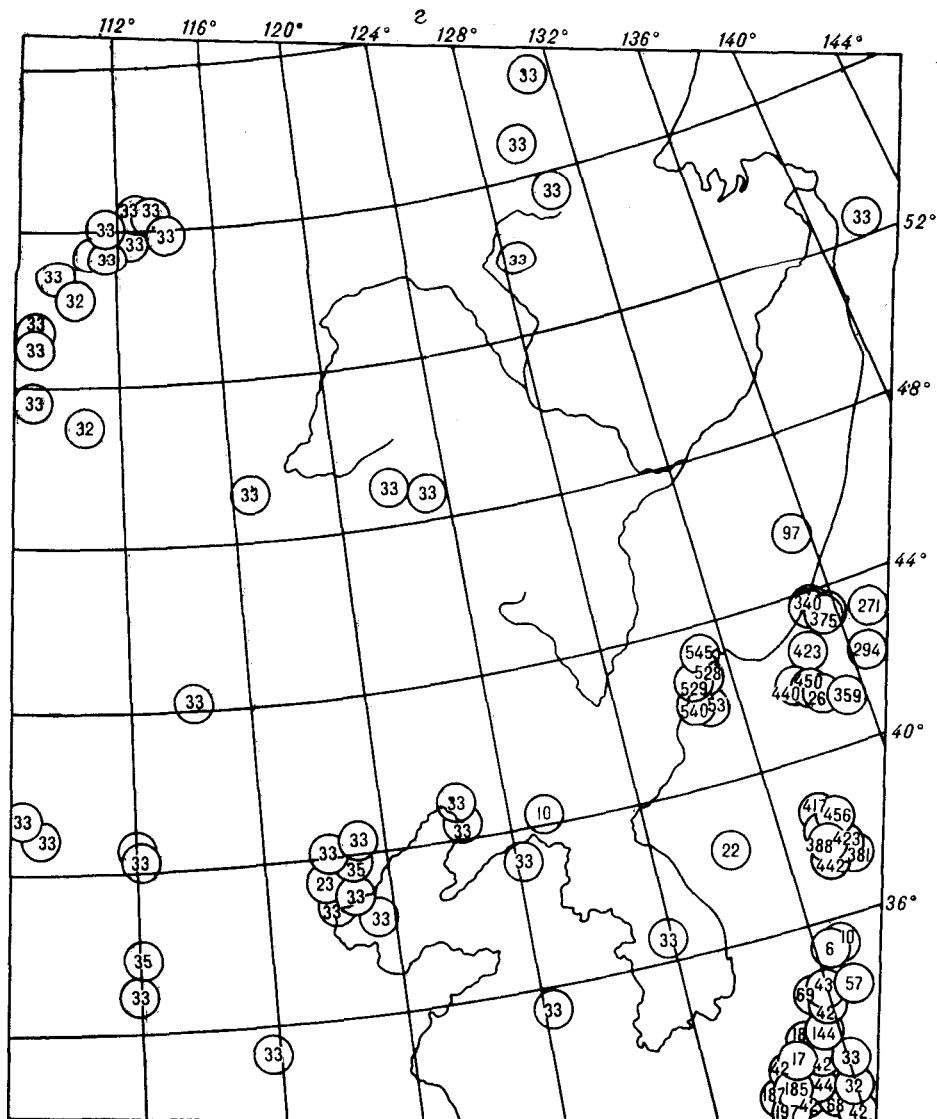
1976—1980 гг. — западный отрезок Байкало-Охотского пояса, центральный — Хайларо-Хэганского, Чжунтяо-Могочинский, Алдано-Желтоморский пояса, Цусимский и Хунчунь-Южноприморский ареалы, Далайнорский, Линьфынский, Хайчэнский узлы и Учуро-Зейская зона. Основное простирание — субмеридиональное;

1981—1986 гг. — Байкало-Охотский, центральная часть Хайларо-Хэганского, Чжунтяо-Могочинский, Ханчэн-Хайчэнский, Прибрежный пояса, Цусимский и Хунчунь-Южноприморский ареалы, Бэйаньский, Линьфынский узлы и Восточно-Корейская зона. Преобладает субширотное простирание элементов.

Преимущественные глубины очагов землетрясений на площади исследования — коровые. Исключение составляют Хунчунь-Южноприморский ареал и южная половина Прибрежного пояса с глубокофокусными очагами, Цусимский ареал и Восточно-Корейская зона со смешанной глубиной фокусов землетрясений.

Сейсмические пояса и зоны на сводной карте эпицентров землетрясений, отражающие сейсмические события в регионе за период 1961—1986 гг., группируются в структурные элементы северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания, менее распространены северо-западные направления.





Для выявления связи сейсмичности с глубинной структурой региона были привлечены материалы, в той или иной мере несущие информацию о глубинном строении, данные по: гравитационному полю, магнитным аномалиям, тепловому потоку, магматизму мезозойско-кайнозойского возраста, угленосности, металлогении и разломной тектонике, мощности земной коры и литосферы, плотностным неоднородностям мантии.

Рассмотрим отражение выделенных сейсмических элементов на вышеперечисленных геолого-геофизических картах.

**Гравитационное поле.** Наиболее уверенно проявлены в гравитационном поле аномалий Буге следующие сейсмические элементы: большая часть Байкало-Охотского сейсмического пояса (до 132° на востоке), конформная структуре Байкало-Алданского гравитационного минимума; северный отрезок Учуро-Зейской сейсмической зоны совпадает с Верхояно-Учурским линейamentом; Таньлусский и Прибрежный сейсмические пояса, Хунчунь-Южноприморский ареал, а также Хухотская и Брянтинская сейсмические зоны совмещаются с гравитационными ступенями; Комсомольский, Хэганский, Хайчэнский узлы находятся на пересечении разнонаправленных гравитационных ступеней. Положение Хилжского, Далайнорского и Рыбновского узлов в аномальном гравитационном поле выражено слабее из-за меньшей контрастности градиентных

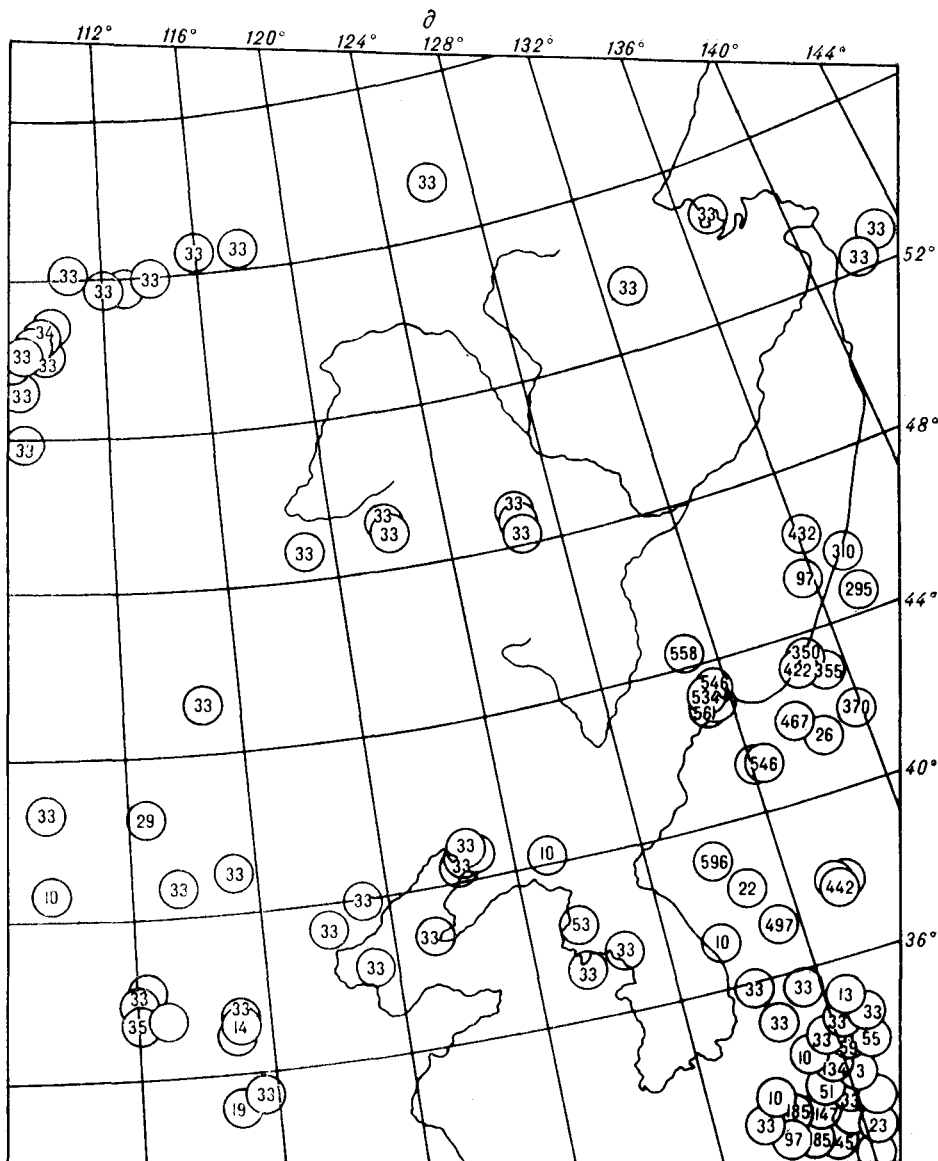


Рис. 3. Карты очагов землетрясений региона по периодам.

а — 1961—1965, б — 1966—1970, в — 1971—1975, г — 1976—1980, д — 1981—1986 гг.

зон. Таким образом, за исключением Байкало-Охотского пояса, фиксируемого региональным минимумом, сейсмические пояса и зоны либо отмечаются гравитационными ступенями, либо слабо выражены.

Оси локальных гравитационных аномалий. Байкало-Охотский пояс четко выделяется цепочками сопряженных локальных максимумов и минимумов гравитационного поля. Максимумы отвечают глубинным гранулитам Каларо-Майского пояса, минимумы, по мнению А. М. Алакшина и Л. П. Карсакова [1], — древнему гранитоидному валу. Гилуйско-Турская сейсмическая зона отмечается цепочкой максимумов, предположительно являясь юго-восточным ответвлением Южно-Тукурингского разлома. Хайларо-Хэганский сейсмический пояс фиксируется осями локальных аномалий субширотной ориентировки в своей восточной части (для западной отсутствуют данные), проходящими вдоль северного края впадины Сунляо. Таньлусский пояс прослеживается цепочками локальных аномалий северо-восточного простирания. Ханчэн-Хайчэнский пояс и северная часть Хунчунь-Южноприморского ареа-

ла выражены группировками аномалий субширотной и северо-восточной ориентировки, локализованными в субширотных зонах.

**Магнитные аномалии.** В магнитном поле Байкало-Охотский пояс отмечается субширотными аномалиями Монголо-Охотской и Становой складчатых систем на их стыке с аномалиями субмеридионального направления, характерными для основной части Алдано-Станового блока. Таньлусский пояс трассируется положительными аномалиями на юге, где он впервые был выделен в качестве глубинного разлома по результатам аэромагнитной съемки в 1958 г., и аномалиями разного знака, преимущественно отрицательными, — на севере. Майско-Амурская зона совпадает с цепочкой положительных аномалий северо-западного простирания, а Хухотская — с субширотными аномалиями Иньшаньской сутуры и разломами северного ограничения Сино-Корейской платформы. Учуро-Зейская зона в северной части отмечается субмеридиональной положительной полосовой аномалией. По мнению [18], эти полосовые аномалии связаны с магматическими породами трапповой формации.

**Тепловой поток.** Геотермическая изученность рассматриваемых сейсмогенных элементов неравномерна. Она высокая для Байкальского рифта и восточной части Северо-Китайской платформы. Средний и повышенный тепловой поток отмечается в пределах Байкало-Охотского, Таньлусского, Прибрежного поясов (до  $100 \text{ мВт/м}^2$ ), Учуро-Зейской зоны (до  $90 \text{ мВт/м}^2$ ). В сейсмогенных узлах наблюдаются высокие значения теплового потока: в Комсомольском — до 100, Хилокском — 135, Хайчэнском — 80, Верхнезейском — до  $90 \text{ мВт/м}^2$ . Южная часть Хунчунь-Южноприморского ареала также характеризуется повышенными значениями теплового потока —  $90 \text{ мВт/м}^2$ .

**Земная кора и литосфера.** Отмечается преимущественная связь сейсмоактивных структурных элементов с зонами повышенного градиента мощности земной коры. Такое положение в земной коре занимают Хайларо-Хэганский, Байкало-Сианьский, Чжунтяо-Могочинский, Прибрежный, Таньлусский, Ханчэн-Хайчэнский пояса; Гилюйско-Турская, Майско-Амурская, Синтайская, Ляоян-Чхонджуская, Хухотская зоны; Хунчунь-Южноприморский ареал; Хилокский, Верхнезейский, Комсомольский, Ваньинский, Байаньский, Хэганский, Самаргинский, Линьфынский узлы. В области повышенной мощности коры располагаются Байкало-Охотский пояс и Далайнорский узел. Понижена мощность коры в Ханчэн-Хайчэнском поясе, Комсомольском и Хайчэнском узлах. Мощность литосферы сокращена в Байкальском рифте, Ханчэн-Хайчэнском поясе, а ее заметные градиентные изменения наблюдаются в Таньлусском поясе. Для других сейсмогенных элементов данные о подошве литосферы отсутствуют.

**Плотностные неоднородности мантии.** Сейсмические пояса, обеспеченные расчетными данными [2, 20], проявляют себя различными аномальными характеристиками мантии. Если Байкало-Охотский и Прибрежный пояса характеризуются разуплотнением, то Чжунтяо-Могочинский — уплотнением мантии и градиентом изменения плотности, а Таньлусский — преимущественно повышенным градиентом этого параметра.

**Магматизм.** Выходы вулканитов, представленные кайнозойскими базальтами, совпадают с положением Хайларо-Хэганского и Таньлусского поясов, причем в северной части последнего наряду с кайнозойскими распространены мезозойские базальты. Вдоль Восточно-Сихотэалинского мезозойско-кайнозойского вулканогенного пояса проходит Прибрежный сейсмический пояс. Верхнезейский узел представлен ареалом мезозойских и кайнозойских базальтов, Комсомольский — мезозойскими вулканитами смешанного состава и кайнозойскими базальтами.

**Разломы.** Связь сейсмичности с разломами, выделенными на геологических картах, в целом плохая, за исключением упомянутых выше глубинных разломов и сатур: Таньлу, Северо- и Южно-Тукурингского, Станового, Иньшаньского, Учурского.

Угленосность. Месторождения углей палеозойского, кайнозойского, мезозойского возраста распространены в пределах Байкало-Охотского, Ханчэн-Хайчэнского, Хайларо-Хэганского пояса, Хунчунь-Южно-приморского ареала. Бурые и каменные угли мезозой и кайнозой располагаются на площади сейсмических узлов: Верхнезейского, Хилокского, Далайнорского, Хэганского, Комсомольского, Хайчэнского и Самаргинского. Причем кайнозойская угленосность характерна для Хунчунь-Южноприморского ареала, Комсомольского, Хайчэнского и Самаргинского узлов.

Металлогения. Для южной половины Прибрежного пояса характерны олово, полиметаллы. Хунчунь-Южноприморский ареал — это скопление золотой, оловянной, полиметаллической минерализации; Цусимский ареал — меди, вольфрама, олова, полиметаллов; Хайчэнский узел — алмазов, меди, полиметаллов; Комсомольский — олова, ртути; восточная часть Гилюйско-Турской зоны — олова, ртути, молибдена, полиметаллов; Ляоян-Чхонджуская — вольфрама, золота, ртути, олова, полиметаллов. Субмеридиональные зоны: Брянтинская, Учуро-Зейская — золотосносные. Таким образом, отмечаемая связь рудоносности с проявлениями сейсмичности может свидетельствовать об унаследованности развития сейсмогенных структурных элементов, а совпадение меридиональных зон повышенной сейсмической активности с меридиональными металлогеническими поясами может объясняться активизацией регматической сети скрытых разломов данного направления. В частности, Брянтинская и Учуро-Зейская сейсмические зоны совпадают с тектонометаллогеническими линейными элементами Верхояно-Буреинским и Ольдос-Алдано-Ленским, протягивающимися вдоль 132-го и 136-го меридианов соответственно [12].

**Сейсмичность Восточного Приамурья.** Более детальный анализ сейсмичности и выявление ее связи с другими геолого-геофизическими данными с учетом землетрясений с  $K = \lg E \geq 8$ , т. е. включая землетрясения с  $M < 3$  [5], за период 1974—1988 гг. был проведен для северо-восточной части рассмотренного региона, охватывающей Восточное Приамурье. Изучению сейсмичности этой территории посвящены работы [9, 13, 14]. При этом использовался тот же набор данных и разбиение на временные интервалы, что и в региональном анализе, приведенном выше.

Временной ход сейсмичности Приамурья в некоторой степени искажен техническими факторами — количеством вводимых в строй сейсмических станций и их равномерностью распределения по площади. Особенно это сказывается на регистрации слабых землетрясений. В период с 1974 по 1976 г. в Приамурье зафиксировано мало сейсмических событий, а в Восточном Приамурье они практически отсутствуют (см. рис. 2, б). С 1978 по 1980 г. с вводом новых станций число землетрясений существенно увеличивается и характер их распределения во времени в большей мере определяется самой сейсмичностью, а не технологией ее регистрации. При этом относительные максимумы ее активности приходятся на 1978—1980, 1982—1983 и 1985—1987 гг. Из них средний максимум фактически относится к периоду слабой сейсмичности. Во все указанные периоды наиболее активными являются сейсмические зоны северо-восточного и субмеридионального простиранья. Причем наблюдается смещение активности субмеридиональных зон по времени к востоку от  $131^\circ$  в. д. к  $133^\circ$  в. д. соответственно, от Учуро-Зейской к Хэган-Тыркканской сейсмической зоне. Сейсмические зоны северо-западного простиранья (Гилюйско-Турская, Майско-Амурская, Верхнезейско-Гилюйская) отчетливо проявляются во второй половине 80-х годов.

Разновременность активизации отдельных участков сейсмогенных структур, смена во времени активности сейсмических зон разного направления могут говорить о разных источниках их возбуждения.

Для повышения объективности выделения сейсмоактивных линий на площади наряду с картой эпицентров землетрясений (рис. 4) была построена карта плотности эпицентров в изолиниях (рис. 5), по максимумам которой проводились осевые зоны сейсмичности. Из-за перегружен-

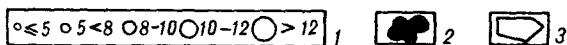
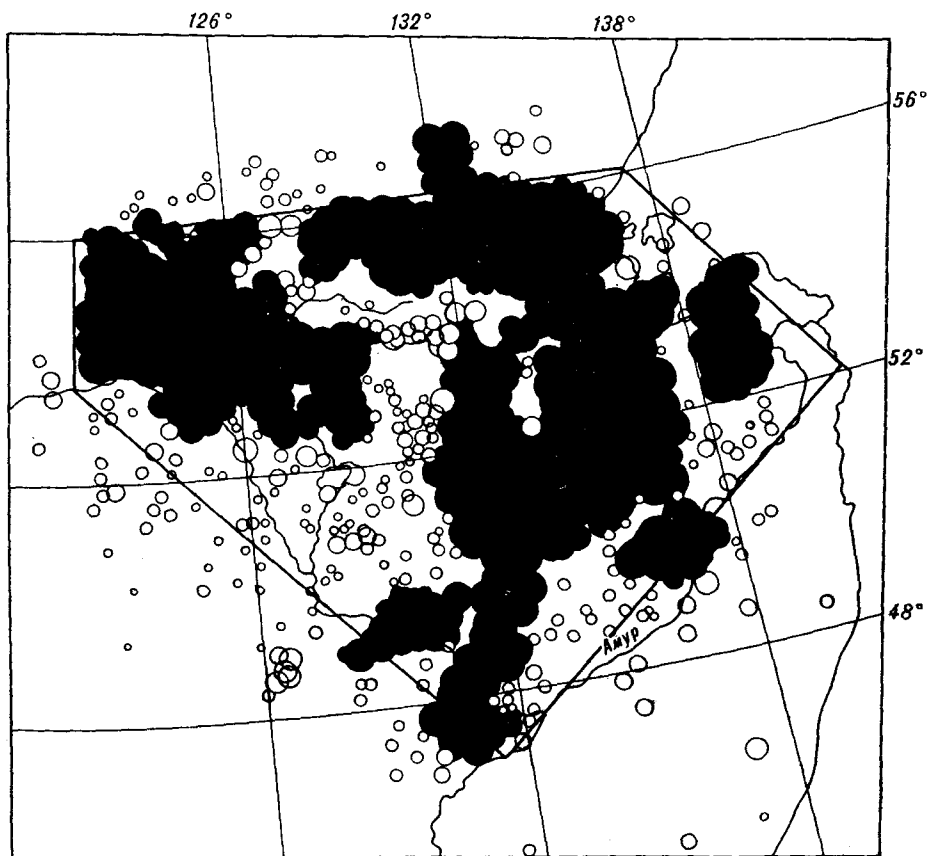


Рис. 4. Карта эпицентров Восточного Приамурья за период 1974—1988 гг.  
 1 — энергетические классы землетрясений, 2 — участки повышенной плотности землетрясений,  
 3 — контуры изученной местности.

ности информацией карт эпицентральных полей землетрясений характеристика глубин их очагов представлена в виде графиков (рис. 6), где отдельно для энергетических классов землетрясений в интервалах глубин очагов приведено количество землетрясений. Для слабых землетрясений выделяются максимум с гипоцентрами 10 и 30 км и минимум на  $H = 20$  км.

Характер эпицентрального поля землетрясений при локальном анализе в целом повторяет региональный рисунок, но в отдельных местах вносит коррективы и дополнения. Так же, как на региональной схеме (см. рис. 1), сейсмические структуры отчетливо прослеживаются компактными сгущениями слабых землетрясений. В пределах указанного участка выделено 14 зон и 7 узлов (рис. 7). Зоны представляют собой линейные компактные сгущения эпицентров протяженностью более 250 км, а узлы — места пересечения разнонаправленных зон.

Для выявления связи сейсмичности с глубинным строением Приамурья проведено сравнение особенностей распределения землетрясений с перечисленным ранее набором геофизических и геологических карт. Результаты этого сопоставления сведены в таблицу, где для каждой выделенной сейсмической зоны и узла даны геофизические, геологические и минерагенические характеристики.

Анализ таблицы показывает, что сейсмические зоны преимущественно фиксируются градиентным изменением гравитационного поля разной интенсивности, реже совпадают с положением региональных минимумов.

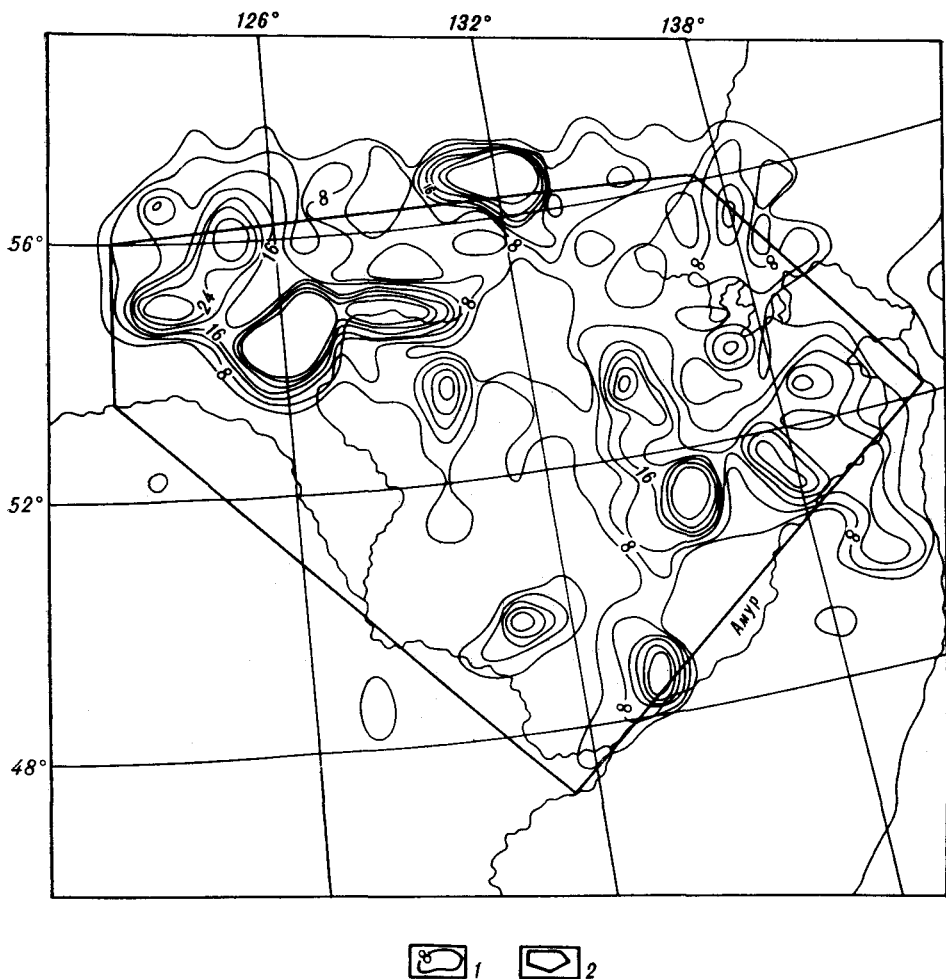


Рис. 5. Карта плотности эпицентров землетрясений Восточного Приамурья за период 1974—1988 гг.

1 — изолинии уровней, 2 — контуры изученной местности.

В магнитном поле они отмечаются увереннее, чем в гравитационном, главным образом цепочками локальных полосовых аномалий либо сменой типов полей. Информация о геотермических характеристиках зон крайне скудная. Лишь для 50 % их числа имеются данные о тепловом потоке, причем только в трех зонах: Гилуйско-Турской, Нюкжа-Купуринской, Нижнеларбинско-Маймаканской. В отдельных скважинах величина теплового потока достигает 80—90 мВт/м<sup>2</sup>. По особенностям глубинного строения сейсмические зоны подразделяются на зоны с утолщенной корой (Тындинская, Нюкжа-Купуринская, Нижнеларбинско-Маймаканская) и с градиентным ее изменением (Хэган-Тырканская, Куканско-Уянская, Куканско-Аянская), а также выделяется группа зон с разуплотненной мантией (Брянтинская, Гилуйско-Турская, Хэган-Тырканская и др.).

Из геологических признаков сейсмических зон относительно распространенным является магматический. При этом характерно развитие кайнозойских, реже мезозойских базальтов, образующих пояса, ареалы, локальные поля и отдельные выходы этих пород на поверхности, как согласные с простиранием сейсмических зон, так и расположенные дискордантно по отношению к ним. Корреляция сейсмических зон с разломами на геологических картах установлена лишь для зон северо-восточной и субширотной ориентировки. Причем большая часть разломов представлена серией сравнительно мелких дизъюнктивов.

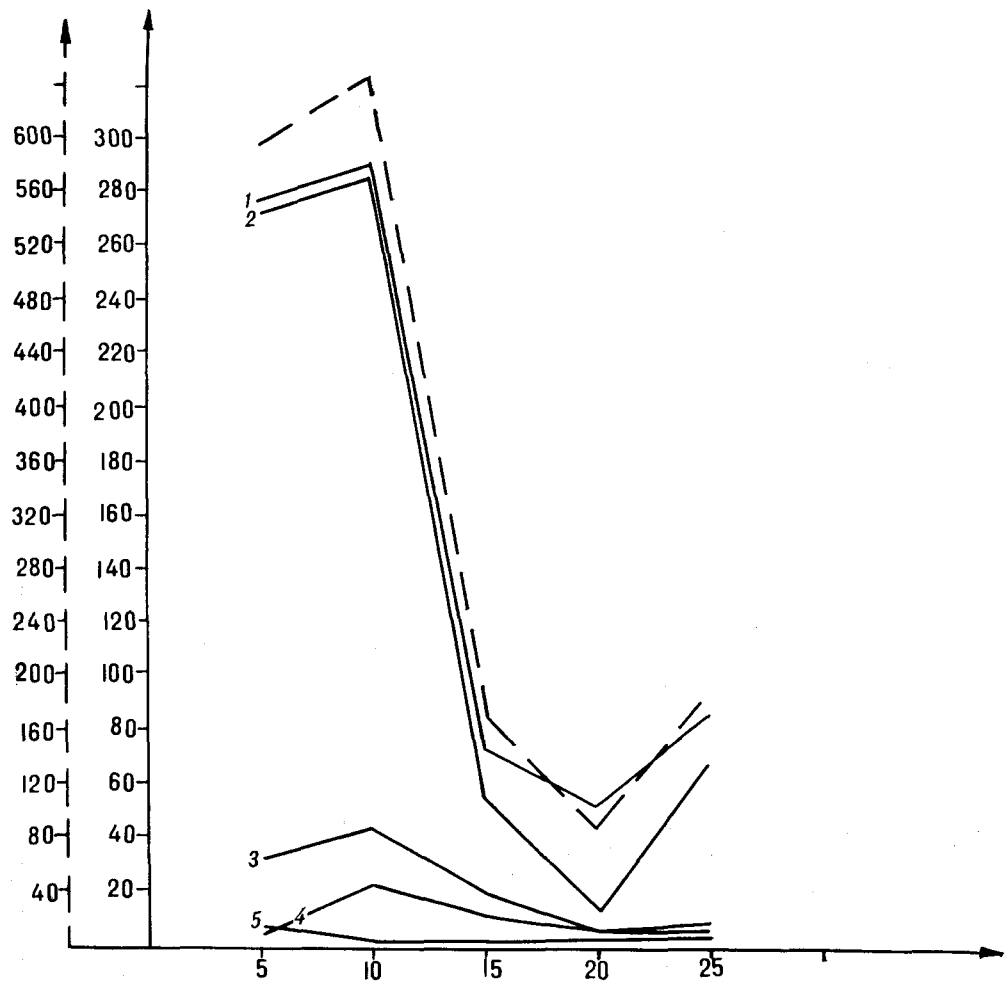


Рис. 6. Графики распределения количества землетрясений по глубине очагов и энергетическим классам.

Сплошные линии: 1 —  $8 < K < 10$ ; 2 —  $K < 8$ ; 3 —  $10 < K \leq 11$ ; 4 —  $11 < K < 13$ ; 5 —  $K < 13$ ; пунктир: шкала и график для  $K > 6$ .

Своеобразна минерагеническая характеристика сейсмических зон. Большинство из них сопровождается месторождениями бурых и каменных углей мезозоя и кайнозоя, поскольку зоны часто проходят через осадочные бассейны, периодически отмечающиеся вспяшками повышенной угленосности. Причем месторождения бурых углей часто соседствуют с кайнозойскими базальтами, а каменных — с интрузивным магматизмом преимущественно очагового типа. Для субмеридиональных сейсмических зон характерна связь с металлогеническими линеаменентами [12], представляющими собой долгоживущие скрытые рудоносные разломы. Из других зон отметим Бэйань-Рыбновскую, ограничивающую с юго-востока ареал рудных месторождений литофильного типа, и Нюкжа-Купуринскую, контролирующую современное положение месторождений главным образом сидерофильного профиля.

По сравнению с сейсмическими зонами Приамурья характеристики сейсмических узлов более определены. Им присущи пересечения градиентных зон гравитационного поля и рельефа поверхности Мохо, зоны разуплотнения верхней мантии, смена типов магнитных полей и пересечения цепочек аномалий, поля кайнозойских и мезозойских базальтов, пересечения цепочек тел мезозойско-кайнозойских гранитоидов, месторождения кайнозойских бурых и мезозойских каменных углей, совпадение с металлогеническими зонами разновозрастной минерализации.

## Геолого-геофизические характеристики сейсмо

| Номер зоны, узла | Название зоны, узла         | Характеристика   |   |                                    |  |
|------------------|-----------------------------|--|---|------------------------------------|--|
|                  |                             | Геофизические  |   |                                    | Геологическая  |
|                  |                             | Гравитационное поле  | Магнитное поле  | Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup> |  |
| 1                | 2                           | 3  | 4   | 5                                  | 6  |
| <i>Зоны</i>      |                             |  |   |                                    |  |
| 1                | Байань-Рыб-новская          | Слабо повышенный градиент  | Смена типов полей, цепочка аномалий                               | 43—44                              | 32—38  |
| 2                | Учуро-Зейская               | Слабо повышенный градиент  | Не выражено   |                                    | 35—40  |
| 3                | Брянтинская                 | Слабо повышенный градиент. Региональный Байкало-Становой минимум | Не выражено   | 42—56                              | 36—40<br>На юге уплотнение мантии, на севере разуплотнение                 |
| 4                | Майско-Амурская             | Нечеткий градиент  | Смена полей разной структуры                                      |                                    | 34—40<br>В центре уплотнение мантии, на краях разуплотнение                |
| 5                | Гилойско-Турская            | Слабо повышенный   | Смена типов полей   | 30—90                              | 35—40<br>На юго-востоке разуплотнение мантии                               |
| 6                | Верхне-Зейско-Ванинская     | Не выражено  | Не выражено   |                                    | 34—40<br>Пересекает две зоны разуплотненной мантии                         |
| 7                | Хэган-Тыркская              | Преобладает повышенный градиент                                  | На севере — цепочка аномалий, на юге — смена типов полей          | 38—58                              | 36—40<br>Повышенный градиент мощности коры, разуплотнение мантии           |
| 8                | Кукаанско-Уянская           | Преобладает повышенный градиент                                  | На севере — цепочка аномалий, на юге — смена типов полей          |                                    | 37—40<br>Повышенный градиент мощности коры, край зоны разуплотнения мантии |
| 9                | Кукаанско-Аянская           | Повышенный градиент  | На юге — смена типов полей, на севере — цепочка аномалий          |                                    | 36—38<br>Повышенный градиент мощности коры                                 |
| 10               | Хэган-Ургальская            | Нечеткий градиент  | Не выражена   |                                    | 35—37<br>На севере — край зоны разуплотнения мантии                        |
| 11               | Нижнеар-бинско-Маймаканская | Нечеткий градиент  | Стык субмеридиональный — на севере, субширотный — на юге аномалий | 48—80                              | 40—42<br>Утолщенная кора, разуплотненная мантия                            |



| Характеристики   |   |   |   |
|--|---|---|---|
| Генетические   |   | Минерогенетические  |   |
| Магматизм  | Разломы   | Угленосность  | Металлогения  |
| 7  | 8   | 9   | 10  |
| <i>Зоны</i>  |   |   |   |
| Поля Kz базальтов, Mz вулканитов   | Мелкие северо-восточные разломы                                 | Ареал месторождений Kz бурых и Mz каменных и бурых углей  | Ограничивает с юго-востока ареал рудных месторождений литофильного профиля          |
| Пересекает полосы Mz вулканитов  | Отсутствуют   | На севере зоны Токкинский район Mz каменных углей   | Западная периферия Верхояно-Буреинского субмеридионального металлогенического пояса |
| Ареал Mz вулканитов. Субмеридиональная цепочка Mz гранитоидов                    |   | Пересекает субширотные цепочки месторождений Mz каменных углей Алдано-Чульманского и Верхне-Амурского районов | Совпадает с Ордос-Алдано-Ленским субмеридиональным металлогеническим поясом         |
| Пересекает ареалы Mz и Kz базальтов, цепочка Mz гранитоидов                      | Мелкие северо-западные разломы                                  | На северо-западе Mz каменные угли, на юго-востоке Kz бурые  |   |
| Пересекает ареалы Mz и Kz базальтов  | На юго-востоке нет, на северо-западе близка Унахинскому разлому | На северо-востоке ареал месторождений бурых и каменных углей  |   |
| Пересекает ареалы Mz и Kz базальтов  | Отсутствуют   | На северо-западе Токкинский Mz район каменных углей   |   |
| Пересекает выходы Mz и Kz базальтов  | Отсутствуют   | Полоса месторождений существенно Mz каменных и бурых углей  | Совпадает с Верхояно-Буреинским субмеридиональным металлогеническим поясом          |
| Пересекает выходы Mz, реже Kz вулканитов   | Отсутствуют, на северном продолжении — Аимский разлом           | Ареал Mz и Kz каменных и бурых углей  | Восточная периферия Верхояно-Буреинского металлогенического линеамента              |
| Отдельные выходы Mz — Kz вулканитов  | Мелкие северо-восточные разломы                                 | Полоса месторождения Kz бурых углей   | Частично совпадает с Кавалерово-Нельканским металлогеническим линеamentом           |
| Отдельные выходы Mz — Kz вулканитов  | Северо-восточные разломы  | Месторождение Mz каменных углей   |   |
| Совмещается с северным краем пояса Mz гранитов, Kz базальтов на западе и востоке | Субширотные разломы   | Северный край Южно-Якутского бассейна Mz каменных углей   |   |

| 1  | 2                      | 3   | 4  | 5     | 6   |
|----|------------------------|---|--|-------|---|
| 12 | Нюкжа-Ку-<br>пуринская | Повышенный<br>градиент, регион                    | Цепочка субши-<br>ротных аномалий          | 30—90 | 38—40<br>Утолщенная ко-<br>ра   |
| 13 | Тыдинская              | Нечеткий гра-<br>диент, региональ-<br>ный минимум | Цепочка северо-<br>восточных анома-<br>лий | 30—56 | 40—42<br>Утолщенная ко-<br>ра, на севере —<br>разуплотнение<br>мантии |
| 14 | Тугурская              | Слабо повышен-<br>ный градиент                    | На севере — це-<br>почка аномалий          |       | 32—38   |

*Узлы*

|   |                    |  |  |       |   |
|---|--------------------|--|--|-------|---|
| 1 | Комсомоль-<br>ский | Минимум, пере-<br>сечение градиент-<br>ных зон | Смена типов по-<br>лей   | 38—78 | 36—38<br>Зона изменений<br>мощности коры,<br>разуплотнение<br>мантии          |
| 2 | Тугурский          | Пересечение<br>градиентных зон                 | Смена типов по-<br>лей   |       | 32—34<br>Изменение мощ-<br>ности коры   |
| 3 | Верхнезей-<br>ский | Минимум  | Пересечение це-<br>почки северо-вос-<br>точных аномалий<br>и субширотной зо-<br>ны смены полей |       | 40—41<br>Утолщенная ко-<br>ра, разуплотнение<br>мантии                        |
| 4 | Гонамский          | Пересечение<br>градиентных зон                 | Смена типов по-<br>лей   |       | 39—40<br>Разуплотнение<br>мантии  |
| 5 | Тырканский         | Край минимума                                  | Пересечение<br>северо-западных<br>аномалий и суб-<br>меридиональных                            |       | 38—40<br>Повышенный<br>градиент мощно-<br>сти коры, разуп-<br>лотнение мантии |
| 6 | Тырминский         | Пересечение<br>градиентных зон                 | Смена типов по-<br>лей   |       | 36—37<br>Изменение мощ-<br>ности коры, раз-<br>уплотнение мантии              |
| 7 | Кербинский         | Пересечение<br>градиентных зон                 | Спокойное поле   |       | 36—37<br>Градиент мощ-<br>ности коры, разуп-<br>лотнение мантии               |

Примечание. Пробелы — нет данных.

Следовательно, сейсмические зоны в большинстве случаев по своим геолого-геофизическим свойствам являются гетерогенными сооружениями, а сейсмические узлы — сравнительно однородными структурами. В сейсмических зонах элементы, наследующие более ранние структуры, наращиваются или сочетаются с новообразованными структурными элементами, а в сейсмических узлах они пространственно совмещены.

**Выводы.** 1. В результате проведенных исследований сейсмичности и глубинного строения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов, а в ее пределах района сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, выделено 8 сейсмических поясов, 2 ареала, 9 зон, 11 узлов и 14 сейсмических зон, 7 узлов соответственно в указанной области Восточной Азии и на терри-

| 7   | 8   | 9   | 10  |
|---|---|---|---|
| Южная часть пояса Mz гранитоидов                          | Субширотные разломы                                     | На востоке Верхне-Зейский бассейн Mz каменных углей | Контролируется цепочкой месторождений сидерофильного типа         |
|   | Отсутствуют   | Месторождение Mz углей на северо-востоке            |   |
| Выходы базальтов Mz и Kz                                  | Северо-восточный изгиб Пауканского разлома              | Цепочка месторождений Kz бурых углей                |   |
| <i>Узлы</i>   |   |   |   |
| Kz базальты, пересечение цепочек гранитоидов Mz — Kz      | Северо-восточные разломы                                | Месторождение бурых Kz углей                        | Восточная периферия Верхояно-Буреинского металлогенического пояса |
| Mz и Kz базальты, пересечение цепочек гранитоидов Mz — Kz | Северо-восточные разломы                                | Месторождение бурых Kz углей                        | Кавалерово-Нельканский металлогенический пояс                     |
|   | Пересечение разломов                                    | Mz каменные угли                                    | Западная периферия Верхояно-Буреинского металлогенического пояса  |
|   | Пересечение северо-восточных и субширотных разломов     | Mz каменные угли                                    | Ольдос-Алдано-Ленский металлогенический пояс                      |
|   | Пересечение разломов                                    | Mz каменные угли                                    | Верхояно-Буреинский металлогенический пояс                        |
|   | Пересечение северо-восточных и северо-западных разломов | Месторождение Mz бурых и каменных углей             | Верхояно-Буреинский металлогенический пояс                        |
| Пересечение цепочек гранитоидов Mz — Kz                   | Северо-восточные разломы                                |   | Кавалерово-Нельканский металлогенический пояс                     |

тории Восточного Приамурья. Всем перечисленным сейсмогенным структурам дана комплексная геолого-геофизическая характеристика.

2. На обеих площадях изучен временной ход сейсмичности в интервале времени, равном 25 годам (1961—1986 гг.), устанавливающий существование 4—6-летних периодов ее активизации и спада. Анализ построенных карт по временным интервалам показывает, что, за исключением Цусимского ареала, активность различных частей сейсмогенных структур имеет тенденцию к миграции, смене мест активизации как в пределах отдельных структур, так и во всей системе сейсмических элементов.

3. Помимо известных северо-восточных тихоокеанских и субширотных альпийских или центрально-азиатских направлений сейсмических поясов и зон, отчетливо выраженных на геологических картах, уверенно выделяются субмеридиональные и реже северо-западные пояса и зоны,

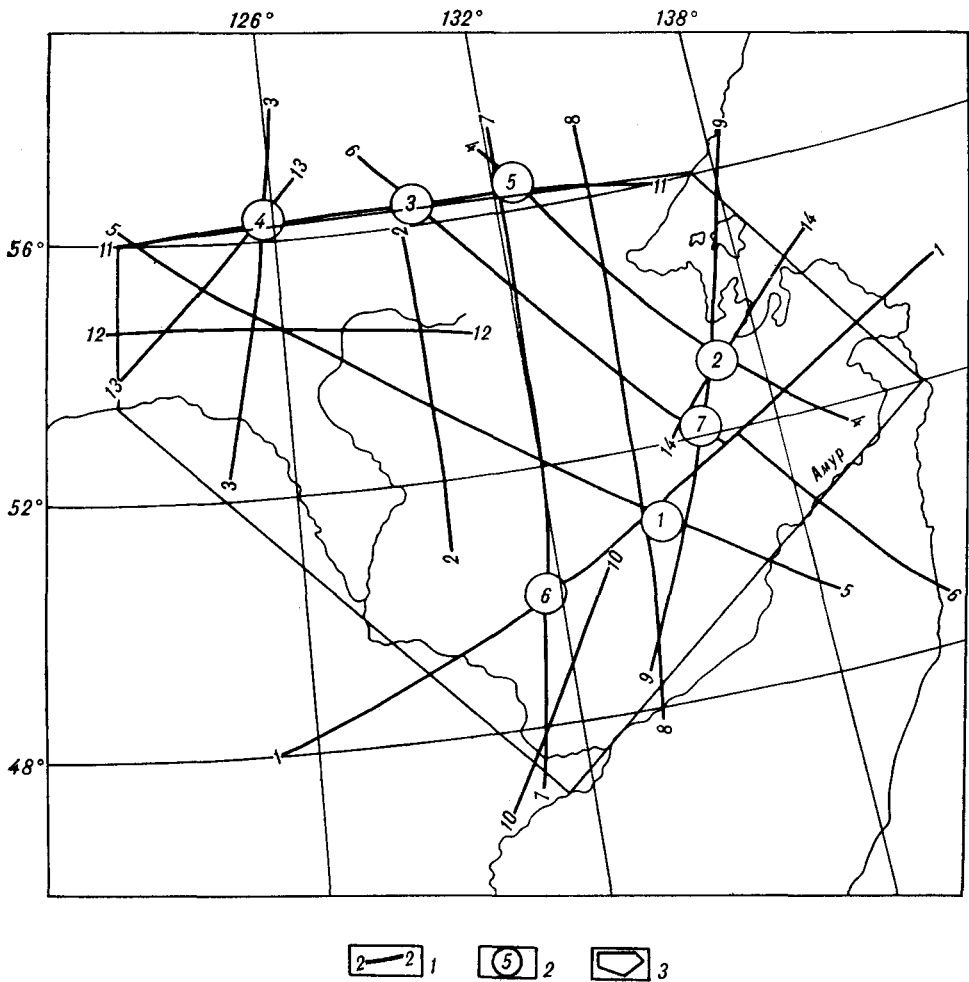


Рис. 7. Схема сейсмоактивных зон и узлов Восточного Приамурья.

1 — зоны, 2 — узлы (номера зон и узлов соответствуют таблице), 3 — контур изученной площади.

которые часто связаны с древними тектонометаллогеническими линейными элементами скрытого типа.

4. Среди геологических признаков сейсмоактивных структур наиболее характерны поля кайнозойских базальтов и магматические тела разного возраста, свидетельствующие об унаследованном развитии этих структур.

5. Установлена преимущественная связь сейсмичности с теми особенностями геофизических полей и глубинного строения, которые представлены линейными зонами градиентного типа (гравитационное поле, рельеф Мохо). В магнитном поле они чаще проявлены сменой типов полей и цепочками аномалий.

6. Среди мантийных неоднородностей, контролирующих положение сейсмогенных структур, преобладают поднятия астеносферного слоя и зоны разуплотнения.

7. Особое внимание следует обратить на сейсмические узлы, многие из которых характеризуются повышенными значениями теплового потока, мантийным разуплотнением, совпадают с угольными месторождениями. За исключением Хайчэнского узла, эти структуры практически не изучены.

8. Разновременность активизации отдельных участков выделенных сейсмогенных структур, расположенных определенным образом в пространстве, — смена во времени сейсмической активности субширотных и

субмеридиональных отрезков поясов и зон, может говорить о разных источниках их возбуждения.

9. Наряду с традиционными механизмами землетрясений (сбросы, сдвиги, надвиги) наблюдается их связь с элементами регматической сети скрытых разломов ортогональной (существенно меридиональной и широтной) системы, природа которой не выяснена.

10. Отмеченные особенности распределения сейсмичности и глубинного строения региона могут использоваться не только для их взаимного прогноза, но также в комплексе с другими данными для поиска месторождений угля, газа и рудных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алакиши А. М., Карсаков Л. П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.— С. 76—86.
2. Бранский Л. И. Стандартные гравитационные модели земной коры (на примере юга Дальнего Востока СССР)/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
3. Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение.— Л.: Недра, 1988.
4. Горшков Г. П. Вопросы сейсмотектоники и сейсмического районирования территории Китайской Народной Республики.— М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Бюллетень Совета по сейсмологии; № 7).
5. Землетрясения в СССР в 1974—1988 гг.— М.: Наука, 1976—1990.
6. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А. и др. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 240, № 3.— С. 669—672.
7. Карта распределения эпицентров землетрясений Китая и соседних районов с  $M \geq 4$  1 : 6 000 000 (на кит. языке).— Пекин, 1987.
8. Каталог землетрясений мира 1928—1986 гг./РДЕ (USCGS — USGS).— США, 1987.
9. Николаев В. В., Семенов Р. М., Оскорбин Л. С. и др. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
10. Парфенов Л. М. Структуры и геодинамика южной и восточной территории Северо-Азиатского кратона // Тез. докл. II Международного симпозиума «Тектоника и металлогения зон активизации (структур дива)/АмурКНИИ ДВО АН СССР.— Благовещенск, 1991.— С. 73—75.
11. Парфенов Л. М., Козьмин Б. М., Имаев В. С., Савостин Л. А. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника.— 1987.— № 6.— С. 94—108.
12. Радкевич Е. А., Журнов А. М., Малышев Ю. Ф. и др. Меридиональные металлогенетические пояса Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 6.— С. 26—35.
13. Сейсмогеология и сейсмическое районирование/В. П. Солоненко, В. В. Николаев, Р. М. Семенов и др.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.
14. Соловьев С. Л. Основные сейсмические зоны Приамурья и Приморья // Геология и геофизика.— 1980.— № 9.— С. 9—18.
15. Солоненко В. П. О некоторых особенностях землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны // Вопросы сейсмотектоники Прибайкалья и смежных территорий.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 141—148. (Бюллетень Совета по сейсмологии; № 10).
16. Солоненко В. П. Проблемы сейсмологии восточной части Трансазиатской сейсмической зоны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990.— С. 210—218.
17. Хромовских В. С., Обухова Л. Г. Связь сейсмичности с некоторыми геолого-геофизическими характеристиками Байкальской рифтовой зоны // Там же.— С. 256—265.
18. Шапочка И. И. Природа магнитных аномалий бассейна реки Май // Геология и геофизика.— 1967.— № 1.— С. 103—107.
19. Chen Guoda. Tectonic of China.— Oxford: Pergamon Press, 1988.
20. Feng Rui. Crustal thickness and densities in the upper mantle beneath China — the results of three dimensional gravity inversion // Acta seismol. Sinica.— 1985.— V. 7, N 2.— P. 143—156.
21. Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and associated phenomena.— Princeton Univ. Press, 1954.
22. Ma Xingyan (chief editor). Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas. Sc. 1 : 4 000 000.— Beijing, 1986.
23. Wang Qianshen, Wu Chuanzhen, Liu Hongchen, Wei Ying. Studies on the general distribution of crustal thickness and characteristics of crustal structure under the Asian continent // Seismol. and geol.— 1982.— V. 4, N 3.— P. 1—9.
24. Zhang Buchun. Geological structure setting of the Generation of interplate earthquakes in China continent and the structural classification // Ibid.— 1985.— V. 7, N 2.— P. 27—33.

Н. П. Романовский

## ЗОНА ГИПЕРГЕНЕЗА: СТРОЕНИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ (на примерах Дальнего Востока и Кольской СГС)

Рассматриваются в общем плане вопросы выделения и строения зоны гипергенеза, а также стадийности физико-химических процессов при формировании зоны гипергенеза на разных уровнях глубинности. На примерах многих районов мира — прежде всего Дальнего Востока и района Кольской сверхглубокой скважины — приводятся петрофизические оценки пород коры выветривания, в частности, и зоны гипергенеза в целом.

Без исследований физических свойств горных пород невозможно создать фундамент для построения геофизических теорий и геолого-геофизического моделирования структур земной коры. При этом следовало бы всегда оперировать не опосредованными, а конкретными физическими характеристиками, изменяющимися в координатах геологического пространства. К сожалению, анализ изменчивости физических характеристик обычно проводится по двумерным моделям при игнорировании информации по одной из координат, чаще — координате глубины. В то же время хорошо известно, что последовательность и интенсивность изменений физических характеристик по вертикали у разных тел различна как за счет гипергенных изменений пород в приповерхностных участках, так и в связи с влиянием  $P - T$ -условий на более глубоких уровнях земной коры. Следовательно, широко используемое в практике петрофизических работ «свертывание» информации по глубине может приводить к значительным ошибкам в оценках соответствующих характеристик изучаемых объектов.

Факторы, определяющие характер и интенсивность изменений физических параметров при увеличении температуры и давления с глубиной и при выводе породы в зону гипергенеза, освещены далеко неравноценно. В первом случае это многочисленные разработки, нередко монографического плана, на базе надежных экспериментальных данных, во втором случае — эпизодические, частные в содержательном отношении, публикации часто в условиях дефицита экспериментальных материалов. Между тем, учет второго фактора особенно важен, так как подавляющие объемы петрофизической информации добываются за счет изучения образцов из приповерхностной зоны: элювия, делювия, естественных обнажений, канав, шурфов, мелких штолен, скважин и т. д. В тех же случаях, когда дается специализированная петрофизическая оценка собственно коры выветривания, она нередко выполняется без разделения коры на зоны разных стадий преобразования пород.

Представляется, что изучение и систематизация данных о физических, взаимосвязанных в широком смысле (петрофизических в геофизике и физико-механических в инженерной геологии) характеристиках пород в зоне гипергенеза представляют собой одну из важнейших задач современной геологии. Недостаточное внимание к рассматриваемым вопросам в петрофизических работах, в том числе у ведущих исследователей [11, 19, 26, 35—37], может быть несколько скомпенсировано достаточно широким охватом близких проблем в инженерной геологии [1, 10, 12, 17, 21, 23—25, 28, 29, 39 и др.].

Учитывая общее состояние проблемы, автор настоящей работы счел целесообразным систематизировать указанную информацию и попытаться оценить представительность петрофизических характеристик зоны гипергенеза, рассматривая при этом: 1) некоторые проблемы выделения и

строения зоны гипергенеза; 2) стадийность процессов, формирующих зону гипергенеза; 3) некоторые особенности кор выветривания; 4) петрофизические оценки зоны гипергенеза.

**1. Некоторые проблемы выделения и строения зоны гипергенеза.** Термины «гипергенные процессы» и «выветривание», «зона гипергенеза» и «кора выветривания» в понимании большинства исследователей неидентичны. Можно считать, что зоной гипергенеза является «верхняя часть земной коры, в пределах которой протекают различные процессы, обязанные взаимодействию литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы, вызывающие изменения и разрушение горных пород, образовавшихся в иных условиях, с возникновением новых минералов и пород, устойчивых в верхней оболочке Земли и на ее поверхности» [21. С. 12]. Зона гипергенеза при этом подразделяется на подзону выветривания, располагающуюся выше уровня грунтовых вод, и подзону начального гипергенеза — ниже этого уровня.

В общем случае под выветриванием понимается процесс изменения и разрушения минералов и горных пород на поверхности Земли под воздействием физических, химических и органических агентов [3]. В учении о корах выветривания как производных процессов выветривания особое место принадлежит исследованиям Г. И. Гинзбурга [4], который разработал фундаментальные концепции о стадийности изменения минералов при выветривании и минеральной зональности в корах выветривания. Тем не менее, само определение понятия «кора выветривания» И. И. Гинзбургом сформулировано не было [10].

Среди множества толкований рассматриваемого термина достаточно удачной представляется формулировка К. К. Никитина [20], где под корой выветривания понимается часть геологического пространства, охватывающая комплекс горных пород, образовавшихся в субаэральной континентальной обстановке в результате физического и химического изменения исходных пород верхней части литосферы, стремящихся к равновесному состоянию в поверхностных термодинамических условиях. Тем самым автор выводит из состава кор выветривания продукты разложения пород на дне морей, океанов, а также пресноводных бассейнов и водотоков. Можно было бы считать, что объем коры выветривания соответствует объему геологического пространства, располагающегося выше уровня грунтовых вод. По мнению Б. Б. Полынова, максимальная глубина такого выветривания определяется в 0,5 км, по ряду других оценок она может достигать 1 км и более [21].

Изменения пород, происходящие ниже уровня грунтовых вод, В. И. Вернадский, И. И. Гинзбург и другие классифицировали как глубинное выветривание. Таким образом, кора выветривания является самой верхней частью гипергенной зоны, венчающей подзону выветривания, а область глубинного выветривания, вероятно, может отождествляться с подзоной начального гипергенеза. Очевидное неудобство в проводимом сопоставлении создает излишне свободное употребление термина «зона», так как в пределах верхней подзоны гипергенеза (т. е. в пределах коры выветривания) выделяются более дробные зоны коры выветривания [21, 39 и др.].

Естественно, что строение зоны гипергенеза в целом представляется более сложным, чем строение коры выветривания, комплекс гипергенных преобразований пород — более разносторонним, чем комплекс процессов выветривания, а положение нижней границы зоны гипергенеза, по сравнению с нижней границей коры выветривания, — более глубинным и менее определенным. Вообще проблема идентификации внешних и внутренних границ в пределах двучленной зоны гипергенеза и многочленной коры выветривания до сих пор решается весьма дискуссионно.

Проходка Кольской скважины показала, что даже на глубинах 16—12 км устанавливаются тектонически ослабленные, обильно трещиноватые и обводненные породы. Многие трещины здесь выполнены минеральными новообразованиями регрессивной стадии метаморфизма, отно-

сими к подзоне начального гипергенеза. Авторы монографии [13] полагают, что подобные явления в архейской части разреза могут распространяться на глубины порядка 15 км.

Не отождествляя понятие «гипергенная зона» (в аспекте геологического тела, подвергающегося воздействию определенных физико-химических процессов) и понятие «гипергенная оболочка» (как структурный элемент земной коры — по Ю. А. Косыгину [14]), следует обратить внимание на то, что нижние границы «гипергенной зоны» и «гипергенной оболочки» в обоих случаях имеют достаточно глубинное и пока неопределенное положение. Чтобы приблизиться к решению вопроса о строении зоны гипергенеза, целесообразно оценить степень влияния на нее процессов физического и химического выветривания.

**2. Стадийность процессов, формирующих зону гипергенеза.** Зона гипергенеза формируется под влиянием двух тесно взаимосвязанных в пространстве и во времени процессов — физического и химического выветривания.

Физическое выветривание, приводящее только к дезинтеграции пород и минералов и не сопровождающееся изменением первичного вещества, наиболее интенсивно протекает в верхней подзоне зоны гипергенеза, но изначально обуславливается гораздо более глубинными факторами подзоны начального гипергенеза. Первичными условиями, способствующими реализации физического выветривания, могут являться процессы разуплотнения, растрескивания, а затем уже — разламывания и измельчения горных пород [39]. Предполагается, что разуплотнение глубинных пород возникает при достижении ими определенного, более высокого, чем ранее, уровня в разрезе земной коры и снятия за счет этого части литостатического давления. На еще более высоких уровнях происходит растрескивание и разламывание пород в связи с перераспределением составляющих сил гравитации и тектонических усилий (соответственно вертикальной и условно горизонтальной составляющих). Разламывание и измельчение пород, как конечные стадии такого рода физических процессов, могут проявляться при ослаблении кристаллической связанности компонент в полиминеральных средах.

Рассмотрим возможности реализации процессов физического выветривания с позиций уровней организации вещества, используя при этом данные сверхглубокого бурения. Горные породы лежат как бы на границе планетарного и атомно-молекулярного уровней организации вещества: в первом случае связи между структурными элементами определяются гравитационными силами, во втором — обусловлены силами электромагнитными [14]. Естественно, что породам присущи признаки, характерные для объектов обоих уровней, и по типу структурных связей они занимают промежуточное положение между минералами (регулярные кристаллические решетки) и элементами осадочной оболочки Земли (структурные решетки нерегулярных типов). По типам связей горные породы также двойственны: с одной стороны, это химические связи (эпитаксиальные контакты в кристаллических породах, каркасные сочленения, коаллоидные связи, поверхностное натяжение поровых жидкостей и др.), с другой, гравитационные связи в слоистых и, особенно, рыхлых горных породах.

Более крупные объекты (начиная от наслоенных формаций) принадлежат целиком к планетарному уровню организации вещества, где в качестве главных связующих действуют гравитационные силы. Налегая друг на друга, слои прижимаются собственным весом или весом вышележащих толщ. Переход от объектов атомно-молекулярного уровня к объектам планетарного уровня (и наоборот — при разрушении слоев) сопровождается сменой регулярных — нерегулярных структурных решеток и химических — гравитационных типов связей [14]. Поэтому любой массив горных пород обладает одновременно двумя формами потенциальной энергии: внешней энергией гравитационных масс и энергией внутренних прочностных связей.



Начальную дезинтеграцию с образованием трещин в массиве горных пород Г. В. Полушин [24] рассматривает как наиболее экономичную форму перевода вещества из сферы действия атомных (химических) сил в сферу действия сил гравитации, так как здесь энергия упругой деформации вначале концентрируется на объекте ничтожно малой величины (микротрещина — трещина — скол), способствуя расчленению скального массива (слоя, толщи и т. д.) на фрагменты (блоки — обломки). Воздействие циклических нагрузок при этом приводит к образованию трещин за счет динамической усталости пород даже при незначительных, но многократно повторяющихся напряжениях [40]. Чередование ритмов нагрузка — разгрузка приводит к возрастанию микротрещиноватости в десятки раз [30].

Анализ материалов сверхглубокого бурения [13] позволяет установить признаки и оценить возможные глубины проявлений физического выветривания типа разуплотнения, растрескивания и разламывания в подзоне начального гипергенеза.

Локализация области разуплотнения выполнена кольскими геологами и геофизиками по материалам комплексных исследований околоскважинного пространства и керна сверхглубокой скважины. Здесь, по данным акустического каротажа и измерениям на керновых образцах, на глубине около 4,5 км установлена граница инверсии скоростей упругих колебаний: выше этой границы располагается область более плотного вещества со скоростями 6,8—7 км/с, а ниже границы — область разуплотнения со скоростями 5,5—5,8 км/с. На этом же уровне зафиксированы резкостные изменения других характеристик, заключающиеся в скачкообразном росте значений температурного градиента, теплового потока и вертикальной составляющей тензорных напряжений. В тектоническом аспекте Печенгская мульда (грабен-синклиналь) оценивается в целом как структура нагнетания с повышенным и всесторонним давлением на максимально изученных (9—12 км) глубинах при одностороннем разуплотнении вещества и его выжимании вверх в средней (4—9 км) части разреза скважины. Следовательно, изначальные условия подготовки (разуплотнения\*) пород к дальнейшим стадиям физического выветривания на примере Кольской СГС в пределах глубин 4—9 км проявлены с достаточной очевидностью.

Такие изменения физико-механических характеристик пород как микротрещиноватость, анизотропия, пониженная твердость, повышенная хрупкость, способность к саморазрушению и дробимости, уменьшение высоты столбиков керна (табл. 1), которые характеризуют следующие стадии физического выветривания (растрескивание, разламывание), начинают проявляться с глубины порядка 4,5 км в связи с явлением декомпрессии. Вероятнее всего, глубже этого интервала породы были «задавлены» литостатической нагрузкой вышележащих толщ, а при выбуривании керна из массива пород и извлечении его на поверхность, т. е. при снятии нагрузки, они начинали саморазрушаться. М. В. Рац [25] называет трещины декомпрессии, способствующие саморазрушению пород, «трещинами разгрузки» или «трещинами отпора». Очевидно, что чем глубже залегали породы в разрезе земной коры, тем интенсивнее они должны саморазрушаться при подъеме, приспосабливаясь к новым термодинамическим условиям на поверхности Земли.

Приведенные в табл. 1 характеристики несут еще одну важную информацию. Геологические образования, «мгновенно» извлекаемые в виде керна с глубины менее 4,5 км, не подвержены явлениям резкостной декомпрессии. Следовательно, ранее, за счет геологически медленного подъема слагаемых ими геологических структур, эти породы, постепенно растрескиваясь, приспосабливались к условиям приповерхностного слоя земной коры. Чем выше по разрезу, тем более завершенной представ-

\* Здесь и далее процесс разуплотнения пород в низах зоны гипергенеза не рассматривается с позиций гранитизации, инверсии плотности, изменений фазового состояния вещества в литосфере и т. д. [2, 32].

## Глубина залегания и степень физического выветривания горных пород [13]

| Характеристики пород                    | Интервалы глубин по разрезу Кольской СГС  |  |   |
|---|---|--|---|
|   | 0—4,5 км  | 4,5—7 км   | 7—12 км   |
| Прочностные                             | Определяются минеральным составом пород   | Определяются минеральным составом пород и, в меньшей степени, их декомпрессией | В основном определяются степенью их декомпрессии      |
| Анизотропия физико-механических свойств | Минимальна  | Увеличивается  | Максимальна   |
| Декомпрессия керна                      | Не установлена  | Минимальна   | Резко увеличивается с глубиной (особенно глубже 9 км) |
| Твердость пород                         | Максимальна   | Уменьшается незначительно  | Уменьшается на 20—30 %                                |
| Хрупкость пород                         | Минимальна  | Увеличивается незначительно  | Увеличена в два раза и более                          |
| Саморазрушение керна                    | Признаков нет   | Начинается   | Повышенное (7—9 км) и очень высокое (9—12 км)         |
| Высота столбиков керна                  | 100—200 мм  | 70—90 мм   | 30—50 мм (7—9 км), 5—20 мм (9—12 км)                  |
| Количество минерализованных трещин      | Уменьшается от 40—50 на 1 пог. м на глубине 0—1 км до 5—7 на 1 пог. м на глубине 4—5 км | Нет данных   | Нет данных  |
| Температура в скважине                  | 10—70 °С  | 70—110 °С  | 110—200 °С  |

Примечание. Минерализация по трещинам (в зависимости от состава пород): серпентин, тальк, хризотил-асбест, аксинит, эпидот, актинолит, микроклин, гематит, магнетит, барит, кварц, кальцит, хлорит.

ляется такая приспособляемость: количество минерализованных трещин (как мы полагаем, декомпрессионных по своей природе) при пересчете на 1 пог. м керна увеличивается в интервале глубин от 4,5 км к поверхности почти на порядок [13].

До появления столь представительных данных по сверхглубокому бурению в кристаллических породах предположения о необратимом компенсационном уплотнении пород на глубинах 5—7 км являлись своеобразной аксиомой. По результатам многочисленных экспериментов считалось, что литостатическое давление 1,5—2 кбар, т. е. глубины порядка 5—8 км достаточны для полного закрытия поровых и трещинных пустот и достижения породами критической плотности и скорости упругих колебаний [2, 33, 37 и др.]. Дальнейшие изменения плотности и скорости глубже указанных уровней предполагались, главным образом, в связи с изменением фазового состояния вещества. По мнению В. М. Крейтера [15], максимальная глубина распространения минерализованных трещин, возникающих в результате хрупких деформаций в пределах рудных полей месторождений, не должна превышать 5 км. Несколько позже эти данные были подтверждены расчетами С. И. Шермана [38].

В. И. Вернадский полагал, что с геохимических позиций температурный интервал зоны гипергенеза не превышает 70 °С. Эти значения стационарного теплового поля Кольской скважиной достигнуты на глубине 4,7 км (табл. 1), что практически точно соответствует положению границы раздела между подзонами выветривания и начального гипергенеза.

Близость рассмотренных оценок, характеризующих разнородные, на первый взгляд, явления, тем не менее, позволяет предположить, что глубины порядка 4—5 км являются наиболее оптимальным уровнем, выше которого кристаллические породы начинают все более активно подвергаться процессам растрескивания, разламывания и, в конечной стадии,

в коре выветривания — измельчения, т. е. формируют подзону выветривания в пределах зоны гипергенеза. Глубже указанного горизонта происходит подготовка пород к физическому выветриванию, выражающаяся в их разуплотнении в условиях подзоны начального гипергенеза. Положение нижней границы подзоны начального гипергенеза, т. е. зоны гипергенеза в целом, остается невыясненным. Судя по материалам Кольской СГС (см. табл. 1), процессами начального гипергенеза породы могут охватываться на глубинах 10—12 км, а возможно, и больших. Отметим, что, по данным глубинных геофизических исследований на Дальнем Востоке и на юге Сибирской платформы [16], на глубинах 10—20 км выявлены участки пониженных скоростей, природа которых — в том числе — связывается с возможным увеличением трещиноватости горных пород.

Химическое выветривание — процесс более сложный, чем выветривание физическое. Он осуществляется за счет более локальных преобразований пород: окисления и восстановления, гидратации и дегидратации, гидролиза и растворения. Эти вопросы достаточно детально рассматривались ранее [9, 12, 21 и др.]. Отметим только, что активность химических процессов пропорциональна суммарной удельной поверхности породно-минеральных агрегатов, т. е. степени измельчения пород. При этом физическое и химическое выветривание тесно взаимосвязаны, но процессы физической дезинтеграции опережают и как бы подготавливают геологическое образование для последующего химического выветривания.

Минеральные изменения в породах происходят в соответствии с миграционной способностью химических элементов и характером их взаимосвязей. Затрагивая только группу породообразующих минералов, отметим, что в гипергенных условиях кварц и хромшпинелиды весьма устойчивы, мусковит и калиевые полевые шпаты устойчивы. Основные плагиоклазы, эпидот, хлорит и моноклинный пироксен умеренно устойчивы, а кислые плагиоклазы, ромбический пироксен, роговая обманка и оливин наименее устойчивы к процессам химического выветривания [21].

За счет разрушения минеральных агрегатов глубоких горизонтов земной коры возникают минеральные новообразования, устойчивые в «приповерхностных» условиях. Но, как показано в табл. 1, эти трещинные новообразования охватывают не только различные уровни подзоны выветривания, но и глубоко проникают в зону начального гипергенеза.

При наибольшей активности процессов гипергенеза физико-химические процессы формируют образования существенно каолинового, монтмориллонитового, галлуазитового, гидрослюдистого и подобного им составов, характерных для полного профиля кор выветривания.

**3. Некоторые особенности кор выветривания.** Достаточно полно и комплексно аргументированные классификации кор выветривания автору неизвестны. Разными исследователями используются различные классификационные критерии: по степени дезинтеграции пород, химико-минералогическим преобразованиям, климатическому районированию, петрофизическим характеристикам, морфологическим признакам и т. д.

В морфологическом отношении коры выветривания чаще всего подразделяются на площадные и локальные или линейные. Площадь локальных объектов не превышает сотен — первых тысяч квадратных метров [21, 28]. Линейные коры выветривания, как правило, сопряжены с тектонически ослабленными зонами. Длительность формирования верхней части зоны гипергенеза в разных областях различна. Для образования коры полного профиля требуются первые миллионы лет. Их геологический возраст широко варьирует, но охватывает главным образом мезозойско-кайнозойское время. Рассмотрим некоторые особенности кор выветривания, представляющие наибольший интерес при петрофизических оценках зоны гипергенеза.

Дезинтеграция пород в верхней части зоны гипергенеза происходит под воздействием солнечной радиации (перепады температуры), замер-

заяии и оттаивания воды в пустотах, испарения растворов и кристаллизации солей, деятельности животных и растений. Наиболее интенсивно температурное выветривание осуществляется за счет суточных и годовых колебаний температуры. По материалам Ю. Д. Матвеева [17], короткопериодные колебания температуры затухают на глубине до 1 м, годовые в отдельных районах СССР прослеживаются до 10—15 м. По другим данным, суточные колебания не ощущаются глубже 0,15—0,25 м, а годовые — редко глубже 5 м [21]. Замерзание воды в порах и трещинах (за счет того, что объем льда на 9,1 % больше объема воды) приводит к возникновению колоссальных (до 2—2,5 кбар) напряжений, разрывающих любые породы. Очевидно, что физическое выветривание способом замерзания — оттаивания не может распространяться глубже нижней границы изменения годовых температур. Разрушающее воздействие сил кристаллизации солей из трещинных растворов прослеживается по глубине на многие сотни метров или первые километры. Влияние агентов органического мира охватывает лишь область проникновения в земную кору представителей животного и растительного мира.

При механической дезинтеграции пород и минералов происходят разрывы существовавших до этого внутри- и межминеральных связей, что приводит к увеличению удельной поверхности блоков в скальных массивах, глыб, обломков и частиц горных пород в элювиально-делювиальных отложениях [22]. В общем случае максимально измененные породы постепенно или с резким переходом сменяются сверху вниз породами, все менее разложившимися, и, наконец, «неизменными» геологическими образованиями, которые слагают скальный доколь рыхлых отложений коры выветривания. Таким образом, каждая из зон коры выветривания, следуя формулировке К. К. Никитина [20], — это часть коры выветривания, подверженная своим, достаточно определенным геохимическим процессам и охватывающая породы с более или менее определенными минеральным составом, структурно-текстурными и физическими характеристиками. Формирование и разрастание каждой из зон происходит в направлении сверху вниз от дневной поверхности, что обеспечивает физико-химическую проработку геологических образований коры выветривания и каждой из ее зон на всю их мощность.

В общем случае мощность коры выветривания зависит от состава пород и климатических условий, всегда увеличивается вблизи тектонических нарушений и зон гидротермальной проработки, а также обуславливается рельефом дневной поверхности [21, 39 и др.].

В арктических и высокогорных областях суммарная мощность коры выветривания не превышает первых метров, зона IV типа (тонкого измельчения) практически отсутствует, нередко на поверхности обнажаются скальные породы, затронутые начальной стадией выветривания (зона I типа, монолитная скрытотрециноватая). В умеренно теплом климате общая мощность коры выветривания увеличивается за счет разрастания зон I—III типов (монолитная скрытотрециноватая, глыбовая, мелкообломочная) и может достигать 15—25 м; в верхах разреза появляется зона тонкого дробления и глинизации, обычно не превышающая 1 м. Условия жаркого климата с умеренной влажностью обеспечивают еще больший рост мощности коры выветривания, в основном, в связи с разрастанием зоны IV до 10—15 м. Тропическим областям присуща наиболее глубокая (до 40—50 м) гипергенная проработка пород: зоны I—III типов здесь достигают 10—15 м, зона IV типа — 10 м, в самой верхней части разреза развивается мощная (15—20 м) зона V типа, характеризующая латеритную стадию выветривания.

Вблизи тектонических нарушений и зон гидротермальной проработки суммарная мощность коры выветривания возрастает в среднем в 2—4 раза и может достигать сотен метров. Здесь происходят сгущение трещин (нередко с возникновением новых систем трещиноватости), резкое увеличение поровых пустот, существенные минеральные преобразования горных пород. Действие таких процессов, носящее избира-

тельный характер, приводит к резким аномалиям физических характеристик, быстро затухающим по мере удаления от источника возбуждения [25].

**4. Петрофизические оценки зоны гипергенеза.** Физические свойства измененных пород, в зависимости от степени их гипергенной проработки, могут практически не отличаться или значительно отличаться от характеристик пород, не затронутых процессами поверхностного выветривания. На примерах изучения кор выветривания во многих районах СССР такие различия оцениваются в среднем следующими величинами: в плотности 10—15 %, упругих, тепловых и электрических характеристиках — 50—100 %, магнитных свойствах — 25—50 % «истинных» значений рассматриваемых параметров [35—37].

Изменения свойств пород обуславливаются развитием поровых и трещинных пустот, количеством и степенью минерализации вод, заполняющих эти пустоты, соотношением характеристик первичных и новообразованных минералов. Например, микротрещиноватость существенно понижает прочностные характеристики скальных пород, скорость распространения упругих волн является более «чутким» параметром к трещиноватости, чем плотность, удельное электрическое сопротивление более чувствительно не к пустотам, а к минерализованным водам-заполнителям, замещение минеральных комплексов с высоким удельным весом минеральными агрегатами с меньшим удельным весом уменьшает плотность породы в целом, а магнетита гематитом — понижает их магнитные свойства и т. д. Представления об общих тенденциях изменения физико-механических и петрофизических характеристик горных пород при увеличении степени их выветривания отражены в табл. 2, из которой следует, что первая группа параметров является более чутким индикатором, нежели вторая.

Достаточно полная подборка данных, освещающая степень влияния гипергенных процессов на физические свойства пород в связи с зональностью кор выветривания, оказалась возможной лишь на примерах петроплотностной характеристики (табл. 3).

Если за пороговую оценку устойчивости разных типов пород к воздействию процессов выветривания принять в плотности величину менее 0,06 г/см<sup>3</sup> (менее 2 % абсолютного значения параметра), то невыветрелые монолитные породы, переходящие в скрытотрещиноватую (монолитную) зону коры выветривания, во всех случаях сохраняют достаточную представительность петроплотностной характеристики (см. табл. 3). В условиях глыбовой зоны сохраняют наиболее высокую (в 80—100 % случаев) устойчивость к выветриванию гранитоиды и осадочные образования, при переходе в зону мелкообломочную — лишь породы осадочные. Легче всего поддаются выветриванию, приводящему к существенным изменениям плотности, вулканогенные образования и интрузивные породы базитового состава. В условиях зоны тонкого дробления плотностная характеристика всех типов пород неустойчива.

Специальные исследования на Северном Сихотэ-Алине и в Восточном Приамурье [5, 6] показали существенную дифференциацию физико-механических и петрофизических характеристик изверженных пород, находящихся в разных зонах кор выветривания (табл. 4). При переходе из монолитной (I) в глыбовую (II) зону достаточную надежность сохраняет лишь петроплотностная характеристика: в среднем плотность уменьшается на 1,5 % абсолютных значений. Здесь же устанавливается существенное (в 1,3—5 раз) увеличение пористости пород и уменьшение их скоростных и прочностных параметров на 15—20 %. При дальнейшем увеличении степени выветрелости геологических образований (переход пород в мелкообломочную зону III и, далее, в зону тонкого дробления IV) практически все петрофизические и физико-механические характеристики утрачивают свою представительность. Мощность указанных зон в пределах коры выветривания в описываемых районах изменяется следующим образом: зона I — 5—6 м, зона II — 0,3—20 м, зона III — 0,2—7 м,

Общие тенденции изменения физических характеристик геологических образований в связи с зональностью кор выветривания [1, 12, 28, 39]

| Зоны кор выветривания             | Индекс зоны | Характер и степень измененности пород   | Характеристики выветрелых пород по отношению к неизменным породам |   |
|-----------------------------------|-------------|---|---|---|
|                                   |             |   | физико-механические   | петрофизические                             |
| Монолитная или скрытотрещиноватая | I           | Видимые глазом признаки дробления отсутствуют. Начало микротрещиноватости. Химическое выветривание не проявлено   | Незначительно уменьшается сопротивление сдвигу и сжатию           | Не различаются                              |
| Глыбовая                          | II          | Дробление на блоки более 1 м, реже обломки более 10 см. Физико-химическое выветривание вдольтрещинное, химико-минеральный состав в целом отвечает монолитной зоне | Прочностные характеристики могут значительно изменяться           | Изменения, как правило, незначительные      |
| Щебнистая или мелкообломочная     | III         | Различной величины обломки в песчано-глинистых массах. Физико-химическое выветривание главным образом объемное. Большое количество вторичных минералов            | Резкие различия   | В большинстве случаев различия существенные |
| Тонкого или мелкого дробления     | IV          | Практически полная дезинтеграция. Физико-химическое выветривание полностью объемное. Сочетание вторичных минералов с тонко дробленными минералами                 | Весьма резкие различия  | Во всех случаях резкие различия             |

Таблица 3

Плотность пород в связи с зональностью кор выветривания

| Породы (район исследования) | Плотность, г/см <sup>3</sup> |  |      |      |      |
|-----------------------------|------------------------------|--|------|------|------|
|                             | Неизмененные породы          | Породы в разных зонах кор выветривания |      |      |      |
|                             |                              | I                                      | II   | III  | IV   |
| 1                           | 2                            | 3                                      | 4    | 5    | 6    |
| 1. Алевролиты (г. Братск)   | 2,32                         | 2,27                                   | 2,26 | 2,04 | 1,93 |
| 2. Алевролиты (г. Чита)     | 2,01                         | 1,97                                   | 1,91 | 1,88 | 1,72 |
| 3. Алевролиты (г. Чита)     | 2,14                         | 2,09                                   | 2,11 | 2,05 | 2,04 |
| 4. Долериты (Якутия)        | 2,92                         | 2,88                                   | 2,74 | 2,23 | 1,67 |
| 5. Долериты (Якутия)        | 2,92                         | 2,87                                   | 2,49 | 2,20 | 1,83 |
| 6. Гранитоиды (Грузия)      | —                            | 2,72                                   | 2,72 | 2,70 | —    |
| 7. Гранитоиды (Урал)        | —                            | —                                      | 2,73 | 2,67 | 2,62 |
| 8. Базальты (Болгария)      | —                            | 3,16                                   | 3,10 | 3,07 | —    |
| 9. Диабазы (Болгария)       | —                            | 2,86                                   | 2,75 | 2,82 | —    |
| 10. Дуниты (Гвинея)         | —                            | 3,24                                   | 3,20 | 2,74 | 2,72 |

| 1                                   | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    |
|-------------------------------------|------|------|------|------|------|
| 11. Алевролиты (р. Ангара)          | —    | 2,77 | 2,77 | 2,73 | 2,73 |
| 12. Мергели (Абхазия)               | —    | 2,70 | 2,70 | 2,73 | 2,68 |
| 13. Известняки (Кавказ)             | —    | 2,75 | 2,74 | 2,76 | —    |
| 14. Известняки (Сибирь)             | —    | 2,90 | 2,75 | —    | 2,63 |
| 15. Роговики (Урал)                 | —    | 2,95 | 2,85 | 3,08 | —    |
| 16. Кварциты рудные (Казахстан)     | 3,35 | 3,32 | —    | —    | —    |
| 17. Сланцы слюдяные (Казахстан)     | —    | 2,89 | 2,74 | 2,53 | —    |
| 18. Песчаники (Казахстан)           | —    | 2,69 | 2,37 | 2,10 | 1,83 |
| 19. Порфиры кварцевые (Казахстан)   | —    | 2,56 | 2,42 | 2,14 | 1,91 |
| 20. Фельзиты (Казахстан)            | —    | 2,70 | 2,45 | 2,15 | 1,95 |
| 21. Габброиды (Казахстан)           | —    | 2,76 | 2,43 | —    | 2,09 |
| 22. Порфириты (Казахстан)           | —    | 2,78 | 2,49 | 2,19 | 2,11 |
| 23. Гранитоиды (Приазовье)          | —    | —    | 2,55 | 2,19 | 1,39 |
| 24. Гранитоиды (Приазовье)          | —    | —    | 2,50 | 2,06 | 1,56 |
| 25. Гранодиориты (Приазовье)        | —    | —    | 2,70 | 2,34 | 1,78 |
| 26. Гранитоиды (Приазовье)          | —    | —    | 2,44 | 2,28 | 1,80 |
| 27. Гранитоиды (Приазовье)          | —    | —    | 2,50 | 2,37 | 1,83 |
| 28. Граниты (Ленинградская обл.)    | —    | 2,59 | 2,53 | 2,43 | 2,39 |
| 29. Гнейсы (Ленинградская обл.)     | —    | 2,67 | 2,59 | 2,48 | 2,39 |
| 30. Граниты (Приамурье)             | —    | 2,57 | 2,48 | —    | 2,00 |
| 31. Базальты (Приамурье)            | 2,60 | —    | —    | —    | 1,40 |
| 32. Граниты (Приамурье)             | 2,58 | 2,55 | —    | —    | —    |
| 33. Габброиды (Приамурье)           | 2,82 | 2,76 | —    | —    | —    |
| 34. Граниты (Хабаровский край)      | —    | 2,55 | 2,49 | —    | —    |
| 35. Гранодиориты (Хабаровский край) | —    | 2,68 | 2,67 | —    | —    |
| 36. Габброиды (Сихотэ-Алинь)        | —    | 2,92 | 2,75 | —    | —    |
| 37. Андезитодациты (г. Биробиджан)  | 2,69 | 2,64 | 2,64 | —    | —    |
| 38. Туфы андезитов (Приамурье)      | 2,40 | 2,38 | 2,20 | —    | —    |
| 39. Базальты (Сихотэ-Алинь)         | 2,72 | 2,70 | 2,45 | —    | —    |
| 40. Базальты (Нижнее Приамурье)     | 2,83 | 2,81 | 2,76 | 2,54 | 2,25 |

Примечание. Источники информации: 1—3 [17]; 4, 5 [8]; 6—15 [39]; 16, 17 [31]; 18—22 [18]; 23—27 [23]; 28, 29 [7]; 30, 31 [28]; 32, 33 [27]; 34—40 [5]. Цифровая индексация зон кор выветривания соответствует табл. 2.

Таблица 4

Характер изменения петрофизических и физико-механических характеристик изверженных пород Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алинь в различных зонах коры выветривания [5, 6]

| Физический параметр                        | Величина изменений при переходе в зону более высокой стадии выветривания |   |                            |
|--|--|---|----------------------------|
|  | I → II   | II → III  | III → IV                   |
| Плотность, г/см <sup>3</sup>               | $\frac{1-4 (1,5 \%) }{15}$   | Уменьшается на $\frac{2-10 (6 \%) }{11}$          | $\frac{4-12 (8 \%) }{3}$   |
| Пористость, %                              | $\frac{1,3-5 \text{ раз}}{11}$   | Увеличивается в $\frac{1,1-2,1 \text{ раза}}{11}$ | Нет данных                 |
| Скорость упругих колебаний ( $V_p$ , км/с) | $\frac{6-45 (15 \%) }{15}$   | Уменьшается на $\frac{10-45 (25 \%) }{11}$        | $\frac{10-50 (30 \%) }{3}$ |
| Прочность на сжатие $R_{сж}$ , МПа         | $\frac{8-45 (20 \%) }{15}$   | Уменьшается на $\frac{10-50 (30 \%) }{9}$         | $\frac{10-70 (45 \%) }{3}$ |

Примечание. I—IV — зоны коры выветривания (см. табл. 2). Изменения величины параметров: в числителе — пределы изменений и среднее значение, в знаменателе — количество определений.

зона IV — 0,5—5 м. Таким образом, общая мощность кор выветривания может варьировать от 5—6 до 30—50 м.

По данным скважинных методов и исследований образцов керна в пределах Комсомольского, Хинганского, Баджальского, Каменушинского

и других рудных районов, мощность кор выветривания, в пределах которой различные типы пород теряют представительность своих плотностей, магнитной, геоэлектрической и скоростной характеристик, обычно составляет 20—30 м, увеличиваясь до 50—60 м лишь в зонах максимальной тектонической и метасоматической проработки. Глубже этого интервала петрофизические характеристики практически не отличаются от соответствующих параметров пород монолитной зоны. Это означает, что применительно к условиям Дальнего Востока надежная петрофизическая информация во всех случаях обеспечивается при отборе образцов в зоне I, т. е. в монолитных или скрытотрещиноватых породах. Кроме того, специальные работы [27, 34] показали, что при полевом отборе каменного материала достаточная его представительность может быть обеспечена априори при соблюдении следующих условий:

породы зоны II, редко зоны III, слабо затронутые процессами выветривания, когда образцы могут быть отобраны и исследованы в виде устойчивых монолитов с тонкой (первые миллиметры) корочкой заметных поверхностных изменений, по большинству петрофизических параметров не отличаются (70 %) или незначительно отличаются (30 % случаев) от своих невыветрелых аналогов зоны I или массивного цоколя коры выветривания;

породы, измененные до стадии значительной дезинтеграции и любого химического изменения, не могут выступать в качестве представительного петрофизического материала.

Особый интерес представляют петрофизические оценки более глубокой части подзоны выветривания, располагающейся между собственно корой выветривания и подзоной начального гипергенеза. Это интервал глубин от первых сантиметров (в субарктических районах (Кольская СГС) кора выветривания практически отсутствует) — десятков метров (мощность коры выветривания на Дальнем Востоке и в других районах умеренного климата) до многих десятков — сотен метров (в областях субтропического и тропического климата).

Уже отмечалось, что в разрезе скважин в большинстве рудных районов Дальнего Востока, начиная с глубин 20—60 м и до изученных глубин порядка 500—1500 м, физические свойства горных пород не претерпевают существенно значимых изменений. Аналогичная ситуация, судя по данным изучения Кольской СГС, устанавливается для всей части разреза подзоны выветривания, подошва которой располагается на глубине около 4500 м. Следует предположить, что глубже этого интервала величины физических характеристик однотипных горных пород могут различаться в значительных пределах в результате изменения тектонических напряжений, воздействия явлений декомпрессии, вариации  $P - T$ -условий и т. д.

Таким образом, с точки зрения физики горных пород и петрофизики интервал глубинности выше 4—5 км (исключая, естественно, горизонт коры выветривания!) можно рассматривать как область наиболее представительных физико-механических и петрофизических характеристик горных пород, которые: 1) находятся в «нормальном» минерально-агрегатном состоянии, 2) не подвержены явлениям резкостной декомпрессии при извлечении на поверхность, 3) уже не испытывают влияния высоких давления и температуры, 4) еще не затронуты или весьма незначительно затронуты процессами дезинтеграции и химического выветривания.

Вторая основная группа выводов заключается в том, что: 1) при объемных геолого-геофизических построениях учет степени гипергенных изменений пород обязателен; величины изменений петрофизических и физико-механических характеристик геологических образований в таких условиях должны коррелироваться со степенью их гипергенной проработки, т. е. зональностью кор выветривания; 2) специфической особенностью большинства районов Дальнего Востока является весьма ограниченный характер кор выветривания полного профиля, что чаще приводит к формированию преимущественно глыбового или крупнообломочного ма-



териала в элювиальных и делювиальных отложениях. В последнем случае исследования образцов-монолитов даже из глыбовой зоны коры выветривания, как правило, обеспечивают получение достоверной петрофизической информации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Арешидзе Г. М., Джавашишвили Э. А. Изменение состава и физических свойств горных пород при выветривании // III региональное совещание по инженерной геологии.— Л., 1966.— С. 296—301.
2. Бурьянов Б. В., Гордиенко В. В., Кулик С. М. Комплексное геофизическое изучение литосферы континентов.— Киев: Наук. думка, 1983.
3. Геологический словарь. Т. 2.— М.: Недра, 1973.
4. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. Вып. 6.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 7—12.
5. Даммер А. Э. Инженерно-геологическая характеристика интрузивных пород Восточного Приамурья/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1989.
6. Даммер А. Э., Квашук С. В. Инженерно-геологическая характеристика скальных массивов эффузивных пород Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1990.
7. Дубинчик Э. Я., Магид М. Ш. Физические свойства пород кристаллического фундамента Ленинградской области и закономерности их изменения в связи с выветриванием и гранитизацией // Материалы по геофизическим исследованиям.— Л., 1964.— С. 141—151. (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 104).
8. Зинчук Н. И., Котельников Д. Д., Соколов В. Н. Преобразование минерального состава и микростроения долеритов Якутии в процессе выветривания // Кора выветривания. Вып. 18.— М.: Наука, 1983.— С. 111—125.
9. Кашик С. А. Формирование минеральной зональности в корах выветривания.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
10. Кашик С. А., Карпов И. К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания/СО АН СССР.— Новосибирск, 1978.
11. Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород/Под ред. В. Н. Дахнова.— М.: Гостоптехиздат, 1962.
12. Коломенский Н. В. Методические указания по изучению процессов выветривания пород для инженерно-геологических целей.— М., 1952.
13. Кольская сверхглубокая.— М.: Недра, 1984.
14. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
15. Крейгер В. М. Структура рудных полей и месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.
16. Магид М. Ш., Зотова И. Ф., Заблочкий Е. М. Глубинные петрофизические разрезы земной коры Байкало-Амурского региона // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 6.— С. 96—106.
17. Матвеев Ю. Д. Динамика выветривания осадочных пород.— М.: Наука, 1972.
18. Мелентьев М. И., Лемец В. И., Васильев А. М. Применение геофизических методов при картировании кор выветривания в Казахстане // Геофизические исследования в Казахстане.— Алма-Ата, 1971.— С. 257—267.
19. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых/Под ред. Н. Б. Дортман, М. Л. Озерской.— М.: Гостоптехиздат, 1962.
20. Никитин К. К. Основные понятия и трещины коры выветривания // Никеленосные коры выветривания Урала.— М.: Наука, 1970.— С. 31—36.
21. Основы регионального изучения кор выветривания: (Методические рекомендации)/ВСЕГЕИ.— Л., 1974.
22. Панюков П. Н. Основы петрофизики: (Учебное пособие)/Московский горный институт.— М., 1973.
23. Погребной В. Г. Физико-геологические свойства пород коры выветривания гранитоидов Приазовского блока // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1976.— № 10.— С. 124—134.
24. Полушин Г. В. Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного климата.— М.: Наука, 1983.
25. Рац М. В. Структурные модели в инженерной геологии.— М.: Недра, 1973.
26. Ржевский Б. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород.— М.: Наука, 1964.
27. Романовский Н. П., Гурович В. Г. Разуплотнение интрузивных пород южной части Дальнего Востока в гипергенных условиях // Разведочная геофизика. Вып. 78.— М.: Недра, 1977.— С. 98—101.
28. Сапожников Д. Г., Домбровская Ж. В., Новиков В. М., Алексеева З. И. Кора выветривания Байкало-Амурского региона.— М.: Наука, 1983.
29. Сидоркина С. П., Иерусалимская Е. Н., Корчагина Т. В. Исследование изменений свойств пород и их взаимосвязей в объеме геологического тела // Изучение состава, состояния и свойств горных пород при региональных инженерно-геологических исследованиях/ВСЕГИНГЕО.— М., 1984.— С. 45—54.
30. Старосин В. И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей.— М.: Недра, 1979.

31. *Строкин Ю. А., Колчин Г. И.* Изменение физических свойств горных пород в зоне выветривания // *Геофизические исследования в Казахстане.*— Алма-Ата, 1971.— С. 254—256.
32. *Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.*— М.: Наука, 1984.
33. *Уразаев Б. М., Воларович М. П., Курскеев А. К.* Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях.— Алма-Ата: Наука КазССР, 1973.
34. *Физические свойства горных пород Дальнего Востока/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1987.
35. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР.*— М.: Недра, 1964.
36. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).*— М.: Недра, 1976.
37. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).*— М.: Недра, 1984.
38. *Шерман С. И.* Физические закономерности развития разломов земной коры.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978.
39. *Ярг А. А.* Изменение физико-механических свойств пород при выветривании.— М.: Недра, 1974.
40. *Ярошевский Г. Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений.— М.: Изд-во МГУ, 1982.

*ИТиГ ДВО РАН  
Хабаровск*

*Поступила в редакцию  
14 июля 1992 г.*

УДК 553.41(553.3)

*В. А. Буряк, А. Е. Пересторонин*

## **НОВЫЙ — ЗОЛОТОКОЛЧЕДАННЫЙ — ТИП ОРУДЕНЕНИЯ НА ВОСТОКЕ РОССИИ**

Впервые приводится описание нового для Дальнего Востока золотосульфидного оруденения колчеданного типа, обнаруженного на Буреинском жестком массиве в пределах Нонинской вулканоплутонической структуры. Оруденение характеризуется повышенными содержаниями золота, серебра, сульфидов меди, свинца, цинка. Его предлагается рассматривать как своеобразный фациальный тип золотосодержащих колчеданных месторождений гидротермально-метасоматического класса (по классификации В. И. Смирнова), развитый в связи с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией окраинно-континентальных вулканических поясов.

На Дальнем Востоке России известные до последнего времени золоторудные месторождения и рудопроявления представлены двумя основными минеральными типами: 1) малосульфидными кварцевыми жилами плутоногенного или метаморфогенно-гидротермального генезиса; 2) мало- и убогосульфидными кварцевыми жилами, зонами окварцевания и сульфидизации вулканогенного или плутоногенно-вулканогенного генезиса. Промышленное золотосульфидное оруденение колчеданного типа, связанное с раннегеосинклинальным субмаринным вулканизмом в эвгеосинклиналях, не выявлено. Не было известно, до последнего времени, заслуживающего практического внимания золотосульфидное оруденение колчеданного типа и в окраинно-континентальных вулканических поясах периода тектономагматической активизации, характерных для этого региона [1]. Более того, в соответствии с традиционными представлениями, месторождения золота собственно колчеданного или колчеданно-полиметаллического типа в связи с этими вулканическими поясами вообще считались вряд ли возможными из-за субаэральных условий развития в них магматизма. В соответствии с этим направлялись и проводились поисковые и оценочные работы.

Однако в последнее время мнения по этому важному вопросу стали существенно изменяться. Получены данные [3—5], свидетельствующие о том, что золотосульфидное оруденение прожилково-вкрапленного типа

пирит-арсенопиритового и пиритового состава (майский тип и др.) с тонкодисперсным золотом в пирите и арсенопирите, развитое в перивулканических частях вулканогенных поясов, можно оценивать как вулканогенное гидротермально-осадочное колчеданного типа, впоследствии в той или иной мере регенерированное. В генетическом плане такое оруденение можно сопоставлять с аналогичным золотосульфидным сухолюжского и бақырчикского типов, развитым в углеродистых толщах миогеосинклиналей, в том числе докембрийских. Установлено более раннее образование его в сравнении с последующим кварцево-жильным, приводящим к частичному переотложению и перекристаллизации сульфидов и золота [2—4, 6, 8, 11]. Опубликованы данные [12, 13], указывающие на то, что золотосульфидное оруденение, которое можно рассматривать как золотоколчеданное, характерно для континентальных вулканических и вулканоплутонических поясов.

В 1987—1990 гг. усилиями геологов ПГО Таежгеология (Н. К. Чеканцев, А. И. Лобов, А. Д. Сероштанов и др.) выявлено и предварительно оценено при участии ДВИМСа (В. А. Буряк, Д. С. Костылев и др.) на Буреинском массиве в пределах Нонинской вулканоплутонической структуры, входящей в состав Хингано-Охотского окраинно-континентального вулканического пояса, золотосульфидное месторождение, которое можно рассматривать в генетическом плане как колчеданное золотополиметаллическое гидротермально-метасоматического класса по классификации В. И. Смирнова [12]. Вместе с тем, это месторождение не является типичным для колчеданной формации и имеет особенности, вызванные, в первую очередь, условиями развития магматизма в вулканических поясах тектономагматической активизации. Его предлагается рассматривать как своеобразный фациальный тип (разновидность) этой формации.

Ниже впервые излагаются фактические данные по этому интересному объекту, полученные в итоге работы геологов ПГО Таежгеология и ДВИМСа.

**Общие сведения.** Нонинская вулканоплутоническая структура (ВПС), в пределах которой развито рассматриваемое оруденение, входит в состав Тынминской части крупного юрско-мелового Ургальского (Буреинского) прогиба трогового типа, точнее, в состав его юго-западной Гуджало-Буреинской ветви, контролируемой Хингано-Баджалским сквозь-коровым глубинным разломом северо-восточной ориентировки. Протяженность Гуджало-Буреинской ветви прогиба более 300 км при ширине 15—50 км и более, глубина не менее 3,5 км. Геологические образования, выполняющие прогиб в районе месторождения, представлены терригенно-осадочными и туфогенно-осадочными отложениями континентального типа и сопряженными вулканитами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации в виде пластово-согласных, субсогласных и штокообразных тел и даек (рис. 1, 2).

Непосредственно Нонинская ВПС сложена верхнеюрско-раннемеловыми отложениями ургальской свиты (разнозернистыми песчаниками, углеродистыми пиритоносными алевролитами, в том числе с существенной примесью туфогенного материала, аргиллитами с прослоями каменных углей), содержащими согласные и субсогласные силлы позднемеловых диоритовых порфириров, мощностью от нескольких метров до 200—250 м. Центральную часть ВПС занимает интрузия габбро-диоритов и штокообразные тела диоритов. В незначительном объеме развиты более поздние, завершающие магматизм, граниты и гранодиориты, расположенные преимущественно в северной части Нонинской ВПС, а также экструживно-субвулканические и дайковые тела липаритодацитов и андезитов (см. рис. 1).

В структурном отношении Нонинская ВПС располагается в узле пересечения длительно активных разломов различных направлений, среди которых наиболее выражены северо-восточные, меридиональные и широтные. Непосредственно рудовмещающими являются крутопадающие

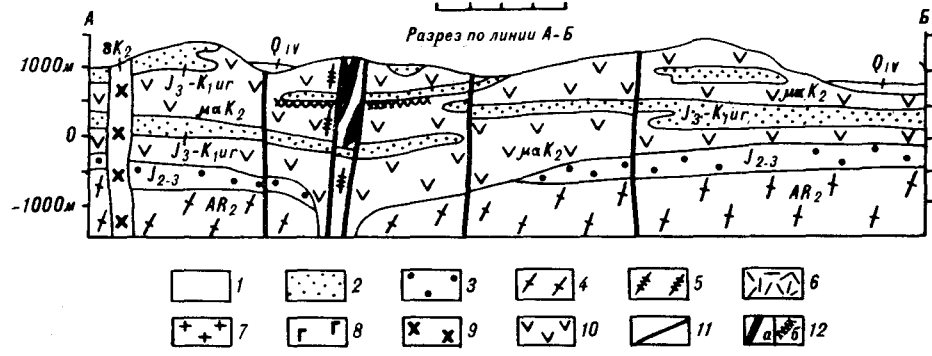
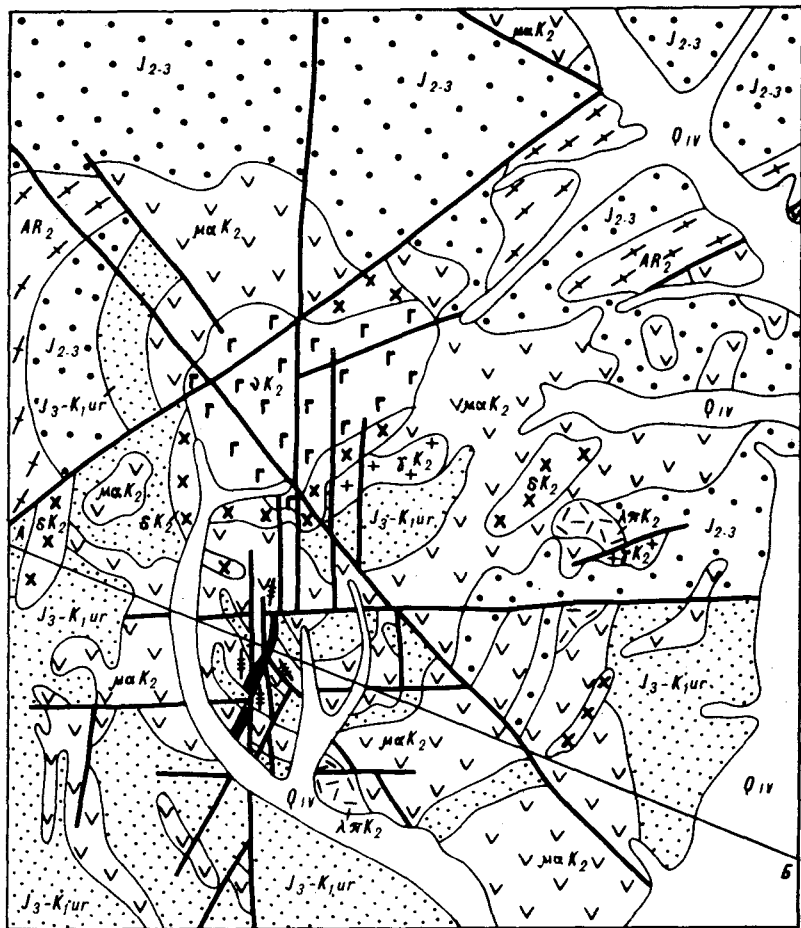


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта Нонинского месторождения.

1 — современные аллювиальные отложения. Верхний вулканогенно-осадочный ярус: 2 — ургальская свита (конгломераты, песчаники, алевролиты, прослой каменных углей); 3 — гравелиты, алевролиты, песчаники. Нижний структурный ярус: 4 — кристаллические сланцы, амфиболиты, гранитоиды; 5 — дайки андезитов, липаритоацитов; 6 — сохранившиеся покровы липаритоацитов; 7 — граниты, гранодиориты; 8 — габброиды; 9 — диориты; 10 — диоритовые порфириты; 11 — тектонические нарушения; 12 — рудные тела (а — массивных руд, б — прожилково-вкрапленных).

(под углом 75°—90°) мощные, хорошо выраженные тектонические зоны дробления северо-восточного (в южной части месторождения) и меридионального (в северной части) простирания шириной до 0,5—0,7 км, прослеженные по простиранию более чем на 5 км и на глубину скважиной колонкового бурения — до 1 км.

Минеральные золотоносные образования, заслуживающие внимания, представлены тремя основными типами (см. рис. 2):

1) слабо- и умереннозолотосносными (2—15 г/т) сложностроенными жилообразными и линзообразными секущими крутопадающими телами массивных и вкрапленно-массивных сульфидных руд (сульфидов 40—98%), залегающими в крутопадающих секущих зонах дробления и сопровождающимися послойными и секущими менее мощными апофизами и прожилками сульфидов;

2) слабозолотоносной прожилково-вкрапленной минерализацией (сульфидов 1—5%, редко более; золота до 0,5—1,5 г/т), сопровождающей сульфидные секущие жильные тела в виде сопряженных ореолов и, кроме того, слагающей пластовые зоны вкрапленности (мощностью до 3—5 м и более), отходящие от основных секущих тел и развивающиеся избирательно по диоритовым порфирирам (под алевролитами и песчаниками) и пластовым телам липаритодацитов и андезитов;

3) более поздними слабозолотоносными (золота 0,1—2 г/т, редко более) кварцевыми и карбонатно-кварцевыми жилами и прожилками малосульфидной формации, развитыми как на участках распространения золотосульфидных руд, так и за их пределами.

Типично пластовых тел массивных сульфидных руд, характерных для колчеданных месторождений, не встречено. Вероятно, они вообще не развиты на данном месторождении и его возможных аналогах. Однако нельзя исключить, что такие тела были на верхних горизонтах месторождения, но оказались эродированными. Судя по общему анализу рельефа и строения разреза, глубина эрозионного среза на месторождении была значительной и достигала, вероятно, не менее 200—300 м.

Мощность выявленных крутопадающих жильных тел невыдержанна, изменяется от 0,1 до 11 м, протяженность по падению — десятки метров — первые сотни метров, по простиранию — сотни метров (до 450 м, возможно, более). На настоящем предварительном этапе оцененности месторождения выделены две основные рудовмещающие зоны: 1) «Южная», протяженностью 750 м, состоящая из системы сближенных в различной мере сульфидизированных участков дробления, общей мощностью от 5 до 170 м и 2) «Северная», протяженностью порядка 700 м, общей мощностью зон дробления от 50 до 100 м. По геофизическим и предварительным поисковым данным в пределах рудного поля выделяются другие еще не оцененные аналогичные и более слабо минерализованные зоны.

Зона окисления на месторождении хорошо развита. Нацело окисленные сульфиды прослеживаются до глубины 5—10 м, частично окисленные — до глубины 40—70 м, со следами окисления — до глубины 100—120 м. По сравнению с первичными в окисленных рудах содержание золота возрастает в среднем в 1,5—2 раза. Содержание серебра остается прежним либо незначительно уменьшается. Возрастает, но незначительно

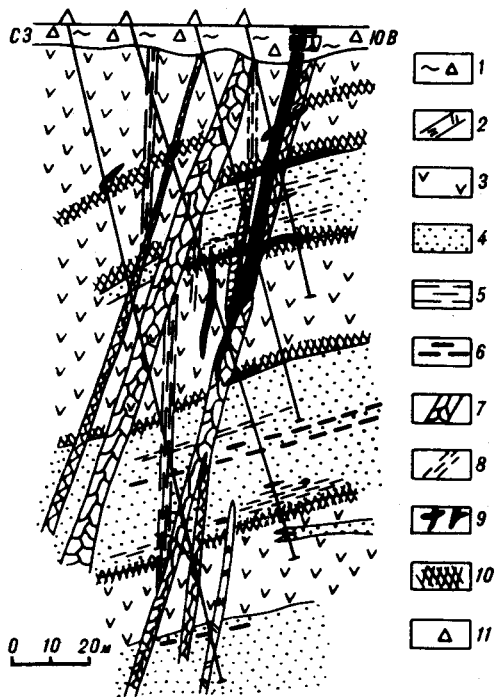


Рис. 2. Нонинское месторождение. Поперечный разрез по скважинам колонкового бурения.

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — дайки липаритодацитов; 3 — диоритовые порфириды; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — прослои каменных углей; 7 — тектонические зоны дробления; 8 — зоны трещиноватости и рассланцевания; 9 — золотосульфидные тела массивных руд; 10 — сопряженная рассеянная прожилково-вкрапленная «пластовая» минерализация; 11 — скважины колонкового бурения.

но, содержания Ni, Co, уменьшается количество меди, мышьяка, цинка. Золото укрупняется. Преимущественно тонкодисперсное в первичных рудах, оно в зоне окисления представлено золотишками размером от 0,001 до 1,5 мм, обычно 0,1—0,3 мм, что приводит к образованию россыпей с тонким и мелким золотом.

**Состав руд месторождения.** Сульфиды, входящие в состав рудных тел и зон вкрапленности, представлены двумя парагенными ассоциациями: 1) ранней, преобладающей, собственно колчеданной (марказит + мельниковит-пирит + пирит I ± арсенопирит I ± халькопирит I ± пирротин I), 2) более поздней, значительно слабее развитой — колчеданно-полиметаллической (пирит II + теннантит + галенит + сфалерит + халькопирит II ± арсенопирит II ± буланжерит ± висмутин ± самородная медь, сера, мышьяк).

Сульфиды первой ассоциации составляют 50—95 % от их общего количества, второй — 5—50 %, редко более. Основным минералом в обеих ассоциациях обычно является пирит. Он чаще всего резко преобладает, особенно в сульфидовых первой ассоциации, где преимущественно составляет 70—98 % от их общего количества, во второй ассоциации содержание его снижается до 10—50 %. Значительно реже в рудах резко преобладает арсенопирит I в ассоциации с халькопиритом I или без него. Руды, обогащенные теннантитом и халькопиритом II (содержание каждого из них может достигать 20—30 % от общего количества сульфидов), встречаются относительно редко (карьер № 1, скв. 232, 238 — центральная и южная часть месторождения). В отдельных местах (скв. 1, центральная часть месторождения) преобладает пирротин I и II в ассоциации с халькопиритом I и II. Здесь же в повышенных количествах отмечены теннантит и висмутин. Галенит и сфалерит отмечаются, как правило, в незначительных количествах (0,1—5 %) в виде отдельных гнездовидных скоплений. Буланжерит и висмутин встречаются еще реже, обычно в ассоциации с теннантитом и халькопиритом II в виде мелких включений. Марказит и мельниковит-пирит присутствуют в незначительных количествах в виде реликтовых метаколлоидных образований среди пирита I.

Намечается неконтрастная фаціальная латеральная зональность, свойственная колчеданным месторождениям, в размещении сульфидов различного состава — ранняя собственно колчеданная ассоциация развита преимущественно в северной и центральной частях Нонинской ВПС, поздняя колчеданно-полиметаллическая — в юго-западной и южной частях этой структуры.

Нерудные минералы, входящие в состав рудных тел, представлены (в порядке распространенности): карбонатами, серицитом, хлоритом, гидрослюдами, кварцем, каолинитом, баритом, минералами марганца. Нередко присутствуют также гидротермально измененные обломки сохранившихся вмещающих пород. Карбонаты кристаллизуются позже всех сульфидов, среди нерудных минералов резко преобладают, сложены (в порядке образования и возрастания распространенности) слабозеленыстым анкеритом, доломитом, кальцитом. Содержание карбонатов (в основном кальцита) в рудных телах может достигать 10—30 %. Суммарное содержание нерудных минералов и включений вмещающих пород изменяется в широких пределах. Преобладают массивные и вкрапленно-массивные руды, в которых сульфиды составляют 70—95 %. Во вкрапленных рудах нерудных минералов и вмещающих пород — 30—50 %. Кварц, парагенный с сульфидами, присутствует в незначительных количествах (0,2—5 %), а часто вообще не развит. Кварцевые прожилки и жилы, встречающиеся иногда в сульфидных телах, пересекают их, цементируют обломки сульфидов, т. е. являются явно более поздними образованиями. Одновременно происходит слабовыраженная собирательная перекристаллизация золота и сульфидов, частичное переотложение и укрупнение их зернистости.

Золото в основной массе связано с сульфидами второй ассоциации. В них содержание его составляет 1—50 г/т, в сульфидах первой ассо-

циации — 0,01—1,0 г/т. Благодаря этому в целом для месторождения устанавливается слабовыраженная двумодальность в суммарном распределении золота (рис. 3).

Присутствует золото в сульфидах главным образом (порядка 85—95 %) в тонкодисперсном виде (как и обычно в колчеданных месторождениях), редко отмечаются мелкие золотины размером 0,001—1,7 мм. Пробность гипогенного золота 650—900, преимущественно 800—850, в зоне окисления более высокая — 650—990, преимущественно 850—900 (рис. 4). Наиболее тесно золото ассоциирует с Ag, As, Cu, Sb, Bi и как следствие — с теннантитом, халькопиритом и буланжеритом. Коэффициенты корреляции: Au — Ag 0,7—0,3; Au — Cu 0,3—0,5; Au — As 0,5—0,2; Au — Pb, Au — Zn 0,1—0,2; Au — Bi 0,5—0,6; Au — Sb 0,4—0,7.

Между общим содержанием Au и сульфидов в рудах устанавливается обычно прямая зависимость, в то же время между содержанием Au и кварца — обратная (рис. 6).

Положительная корреляционная связь Au с вышеназванными элементами-спутниками наиболее хорошо проявляется в участках, сложенных преимущественно массивными сульфидными рудами, или где сульфиды преобладают. В сульфидно-кварцевых образованиях эта связь ослабевает, нарушается. Характерный пример — состав руд, подсеченных скважинами 232 и 270 (рис. 5). В скв. 232 подсечены преимущественно высокосульфидные руды и соответственно прямая связь Au с указанными сопутствующими элементами четкая, хорошо выражена. В скв. 270 сульфидов намного меньше и эта связь значительно ослаблена.

Серебро содержится в сульфидных рудах в значительных количествах (20—50 г/т, редко более). Однако в связи с повышенной золотоносностью руд величина отношения Ag/Au довольно низкая — на уровне 3—5 единиц, что, вообще говоря, не вполне характерно для основной массы колчеданных месторождений различных типов (кипрского, куроцкого, уральского). Им свойственна преимущественно более высокая величина отношения Ag/Au (5—200 единиц и более), как это можно заключить из многочисленных данных, систематизированных Е. И. Богдановой [10].

Присутствует серебро в основном в галените (где его концент-

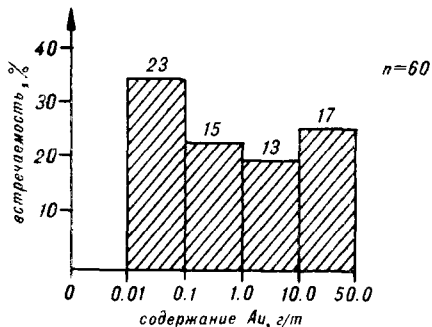


Рис. 3. Гистограмма распределения содержания золота в сульфидах Нонинского месторождения.

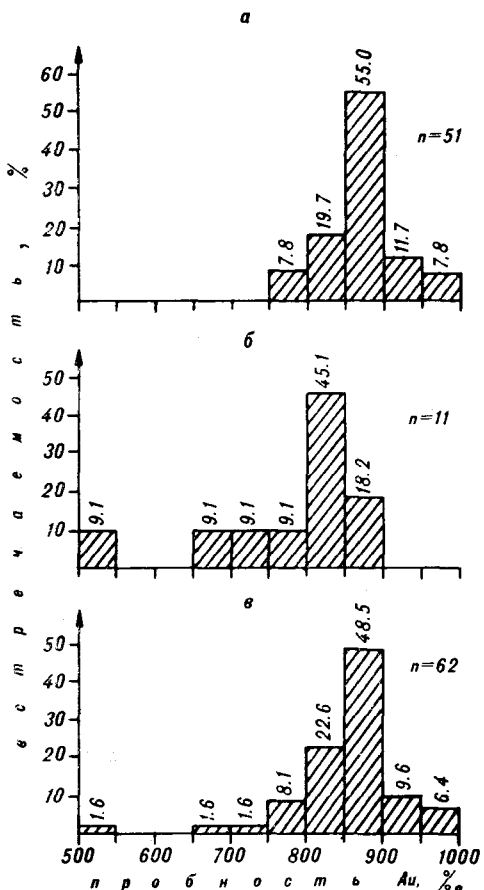


Рис. 4. Гистограммы распределения пробности золота: а — в зоне окисления, б — гипогенного, в — суммарная выборка.

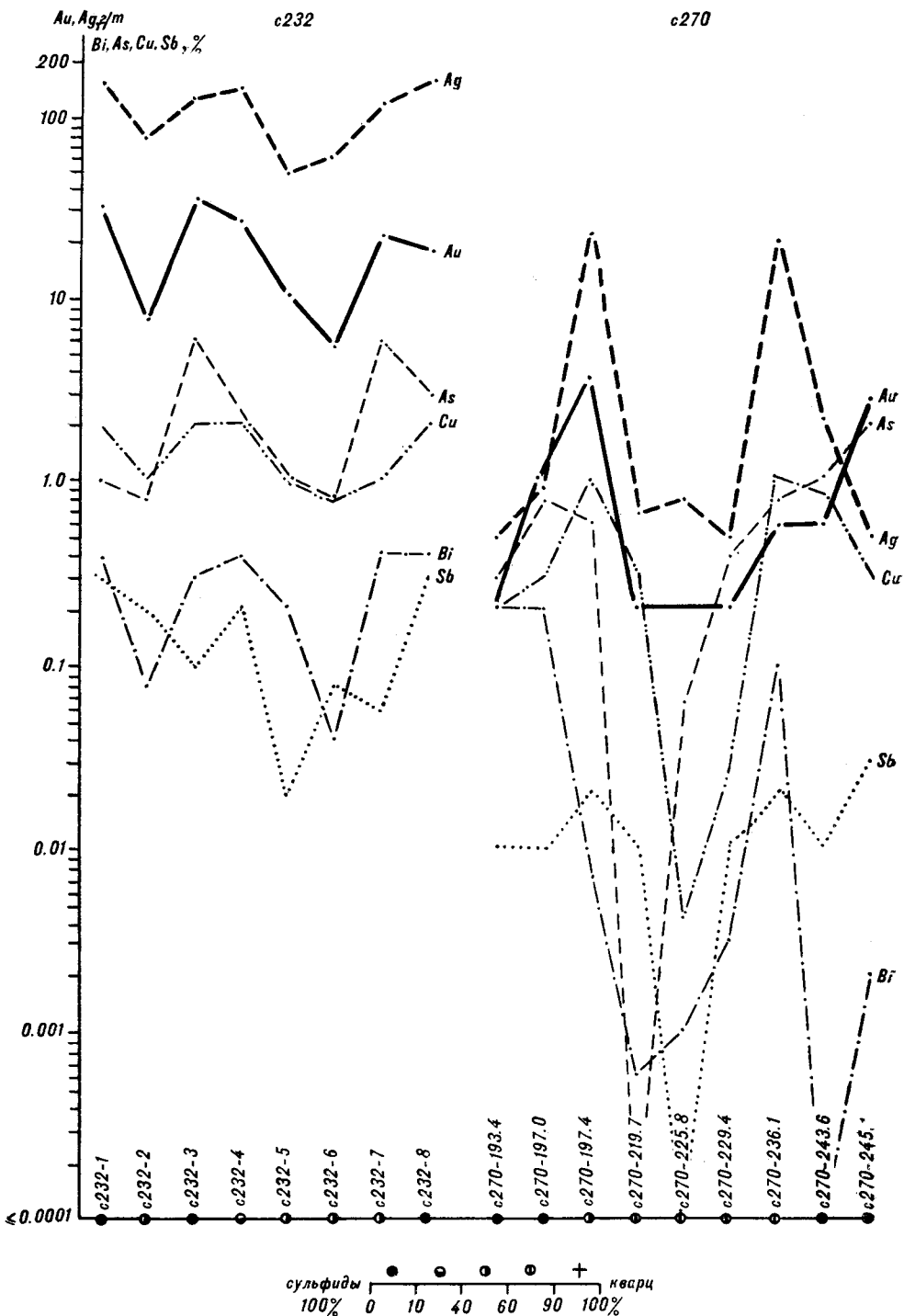


Рис. 5. Характер зависимости между содержаниями золота и сопутствующими элементами в сульфидных рудах Нонинского месторождения.  
 c232 — скважина № 232, c270—193.4 — скважина 270, глубина 193,4 м.

рация достигает 2,1 кг/т), в меньшей мере в теннантите и кварце. Зависимость между содержанием в рудах Au и Ag положительная, но не прямолинейная и для различных классов содержаний имеет различную меру связи. В интервале содержаний Ag 1—50 г/т она наиболее сильная. При более высоких концентрациях Ag содержания золота возрастают, но очень слабо.



Содержание меди в сульфидных рудах изменяется от 0,1 до 5 %, составляя преимущественно 0,5—1,5 %, свинца, цинка — от 0,05 до 1,5 %, преимущественно 0,2—0,5 %. Содержание сурьмы достигает 0,1 %, висмута 0,2 %, кобальта 0,3 %. При этом в сульфидных рудах в целом и в пирите  $\text{Co}$  преобладает над  $\text{Ni}$ , что типично для колчеданных месторождений.

Обращает на себя внимание, что практически все вышеперечисленные элементы, содержащиеся в рудных телах в промышленных или более низких, но значительных концентрациях, имеют повышенный первичный кларк в породах верхнего рудовмещающего структурного яруса ( $\text{Cu}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ) и (или) нижнего ( $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ). Отмечается во вмещающих породах и сингенетичная им минерализация, близкая по составу рассматриваемым новообразованным золотоколчеданным рудам. Так, в юрско-меловых алевролитах и сланцах месторождения встречаются линзы и линзовидные прожилки метаколлоидного, мелко- и тонкозернистого пирита, мощностью до 2—5 см. Отмечаются также довольно частые мелкие глобулярные выделения, конкреции и конкрециевидные скопления, реже рассеянная вкрапленность кубических кристаллов пирита. В одной из протолок, полученной путем ручного дробления такого линзовидного выделения осадочного пирита (весом около 1 кг) в тщательно промытой ступке, были обнаружены две мелких золотины, размером 0,1 мм. По результатам анализов, содержание золота в этом пирите невысокое (0,01—0,1 г/т), но на порядок выше, чем в «обычном» незолотоносном осадочном пирите.

В мраморизованных углеродистых известняках союзненской свиты нижнего структурного этажа, в скв. 100, пробуренной в центральной части рудного поля, на глубине 564 м и ниже встречены конседиментационные сульфидно-карбонатные брекчии, в которых содержание пирита достигает 10—15 % при содержании золота в нем до 0,01—0,02 г/т. В этих же известняках отмечается редкая сингенетичная вкрапленность галенита, сфалерита.

Все это согласуется с ранее высказанными представлениями о зависимости состава колчеданных руд от состава пород рудовмещающего субстрата [6, 12].

**Тектурно-структурные особенности руд и околорудные изменения.** Для руд месторождения характерны вкрапленно-массивные, массивно-

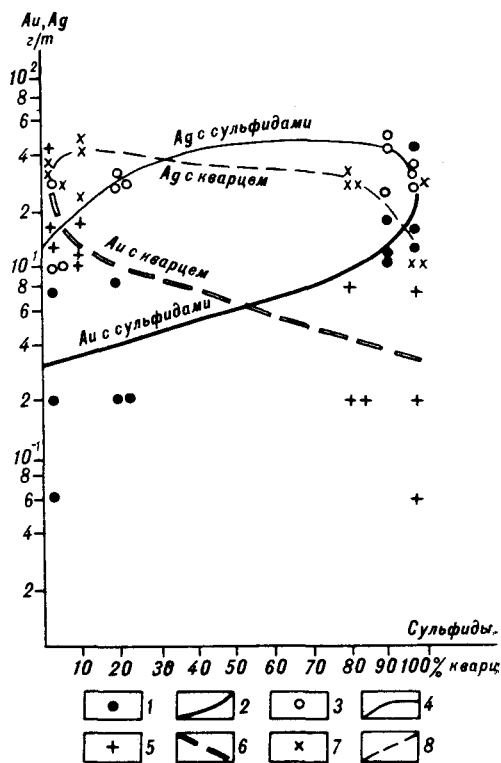


Рис. 6. Характер содержаний золота и серебра в рудах Нонинского месторождения в зависимости от количества в них сульфидов и кварца. (По результатам малых технологических проб; фазовый анализ).

1, 2 — золото в сульфидных: 1 — содержания в частных пробах; 2 — (Au с сульфидными) суммарный график распределения содержаний в зависимости от количества сульфидов в пробе (руде); 3, 4 — серебро в сульфидных: 3 — содержания в частных пробах; 4 — (Ag с сульфидными) суммарный график распределения содержаний в зависимости от количества сульфидов в пробе (руде); 5, 6 — золото в кварце: 5 — содержания в частных пробах; 6 — (Au с кварцем) суммарный график распределения содержаний в зависимости от количества кварца в пробе (руде); 7, 8 — серебро в кварце: 7 — содержания в частных пробах; 8 — (Ag с кварцем) суммарный график распределения содержаний в зависимости от количества кварца в пробе (руде).

Рис. 7. Колломорфно-зональные текстуры руд Нонинского месторождения. Черное — мельниковит-пирит, серое — пирит. Скв. 232. Увелич. 30.

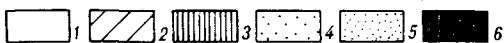
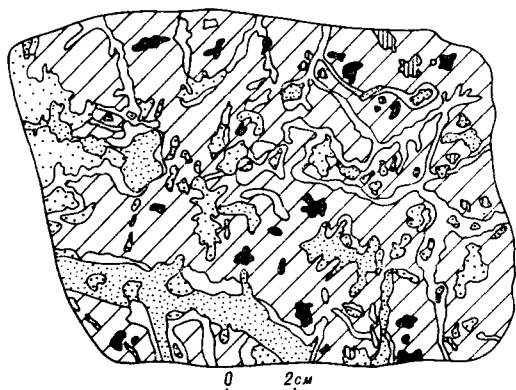
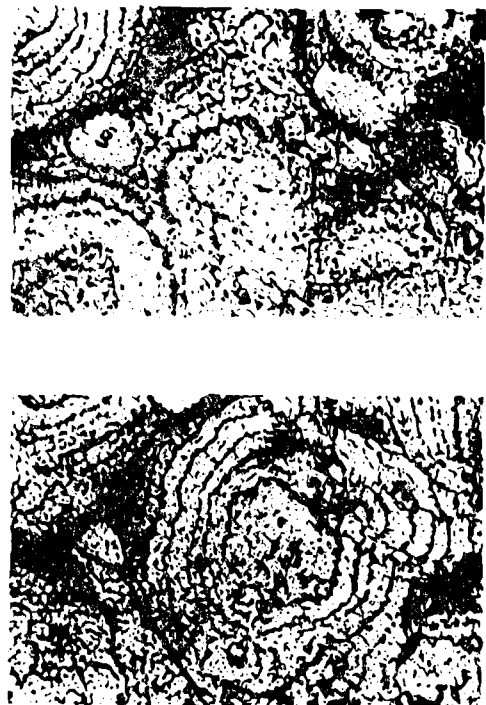


Рис. 8. Золотосодержащая колчеданно-полиметаллическая руда Нонинского месторождения. Скв. 232, глуб. 99,5 м. Зарисовка при шлифовке.

1 — арсенопирит; 2 — пирит; 3 — пентландит; 4 — халькопирит; 5 — кварц; 6 — микродрозовые пустотки.

вкрапленные и массивные текстуры. Последние под микроскопом обычно имеют тонко- и мелкозернистое колломорфно-зональное строение (рис. 7), типичное для колчеданных образований, с формированием пирита по схеме: марказит → мельниковит-пирит → пирит I. Пирит II образуется за счет пирита I, слагая вокруг него каемки перекристаллизации, либо встречается в виде тонких секущих прожилков и разнообразных по форме выделений с образованием микросетчатых и петельчато-вкрапленных текстур. Аналогичные формы выделения характерны для других минералов полиметаллической ассоциации (рис. 8). В краевых частях жил и в крупных прожилках отмечаются брекчиевые текстуры, представленные остроугольными обломками интенсивно измененных вмещающих пород (преимущественно диоритовых порфиритов), сцементированных сплошными сульфидами. Вокруг жил, сложенных массивными сульфидами, отмечаются (не всегда) вкрапленные руды. В центральной и краевых частях рудных тел встречаются мелкодрозовые текстуры.

Околорудные изменения вмещающих пород интенсивно проявлены, представлены во внешней зоне пропилитами эпидот-хлорит-серицит-кальцитового состава и березит-аргиллизитами — во внутренней зоне. При этих процессах привносятся  $\text{CO}_2$ , сера,  $\text{K}_2\text{O}$ , возрастает отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ; выносятся Ca, Mg,  $\text{SiO}_2$ , идущие, можно полагать, на образование карбонатных и кварцевых прожилков (табл. 1, 2). Одновременно происходит фиксируемое анализами перераспределение Au, Cu, Ni, Co, Ag и др. металлов, входящих в состав руд: во внешних несурфидизированных зонах метасоматитов содержание их, как правило, уменьшается, во внутренних (с сульфидами) — возрастает.

Мощность зон измененных пород довольно значительная — обычно не менее 20—40 м, часто более (до 50—150 м). Контролируясь в целом крутопадающими секущими разрывами, они в поперечном сечении, судя по геофизическим данным и непосредственным наблюдениям в профилях буровых скважин и траншеях, имеют сложный рисунок за счет избирательного развития по напластованию пород (рис. 9).

**Формационный тип оруденения и его перспективы.** По классификации В. И. Смирнова [12], колчеданные месторождения, в зависимости от условий образования, подразделяются на гидротермально-метасоматиче-

Изменение химического состава пород при развитии окислорудных метасоматитов (св. 142)

| Компо-<br>нент                 | Исходная порода (дигриновые порфириты) $d = 2,7 \text{ г/см}^3$ |        | Слабо измененная порода $d = 2,755 \text{ г/см}^3$ |        | Интенсивно измененная порода $d = 2,76 \text{ г/см}^3$ |        | Привнос «+», вынос «-» I-II, $\text{г/100 см}^3$ |        | Привнос «+», вынос «-» I-III, $\text{г/100 см}^3$ |       |
|--------------------------------|---|--------|--|--------|--|--------|--|--------|---|-------|
|                                | x, %  | к 100% | x, $\text{г/100 см}^3$                             | к 100% | x, %   | к 100% | x, $\text{г/100 см}^3$                           | к 100% | +   | -     |
|                                |   |        |  |        |  |        |  |        |   |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 55,27   | 55,16  | 150,59   | 53,38  | 145,73   | 52,34  | 142,89   | —      | 4,86  | —     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,53  | 0,53   | 1,45   | 0,48   | 1,31   | 0,5    | 1,37   | —      | 0,14  | —     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,3  | 17,26  | 47,12  | 17,75  | 48,46  | 17,33  | 47,28  | 1,44   | —   | 0,16  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,14  | 0,14   | 0,38   | 1,75   | 4,78   | 2,14   | 5,95   | 4,4    | —   | 5,57  |
| FeO                            | 6,18  | 6,17   | 16,84  | 5,05   | 13,68  | 4,7    | 12,78  | —      | 3,16  | 4,06  |
| MnO                            | 0,07  | 0,07   | 0,19   | 0,03   | 0,08   | 0,06   | 0,16   | —      | 0,11  | 0,03  |
| CaO                            | 5,36  | 5,35   | 14,61  | 3,77   | 10,3   | 3,37   | 9,17   | —      | 4,31  | 5,44  |
| MgO                            | 1,86  | 1,86   | 5,08   | 1,63   | 4,45   | 0,76   | 2,07   | —      | 0,63  | 3,01  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,32  | 2,315  | 6,32   | 3,10   | 8,46   | 5,4    | 14,69  | 2,14   | —   | —     |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,08  | 3,07   | 8,38   | 3,07   | 8,38   | 2,06   | 5,6  | —      | 0,48  | 2,78  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 2,4   | 2,395  | 6,54   | 2,22   | 6,06   | 1,86   | —  | —      | —   | 1,47  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,25  | 0,25   | 0,68   | 0,38   | 1,04   | 0,26   | 0,71   | 0,36   | —   | —     |
| SO <sub>3</sub>                | 2,8   | 2,795  | 7,63   | 4,23   | 11,55  | 4,36   | 11,88  | 3,92   | —   | —     |
| CO <sub>2</sub>                | 2,64  | 2,635  | 7,19   | 3,16   | 8,63   | 4,92   | 13,38  | 1,44   | —   | —     |
| Σ                              | 100,2   | 100    | 273  | 100    | 273  | 100,34 | 243,01   | 13,7   | 13,69   | 24,57 |

Изменение химического состава пород при развитии окорудных метасоматитов (св. 157)

| Компонент                      | Исходная порода (диоритовые порфириты) $d = 2,68 \text{ г/см}^3$ |        |                          |        | Слабо измененная порода $d = 2,62 \text{ г/см}^3$ |        |                          |        | Интенсивно измененная порода $d = 2,6 \text{ г/см}^3$ |        |                          |        | Привнос «+», вынос «-» I-II, г/100 см <sup>3</sup> |    | Привнос «+», вынос «-» I-III г/100 см <sup>3</sup> |       |       |
|--------------------------------|--|--------|--------------------------|--------|---|--------|--------------------------|--------|---|--------|--------------------------|--------|--|----|--|-------|-------|
|                                | x, %   | к 100% | x, г/100 см <sup>3</sup> | к 100% | x, %  | к 100% | x, г/100 см <sup>3</sup> | к 100% | x, %  | к 100% | x, г/100 см <sup>3</sup> | к 100% | +  | -  | +  | -     |       |
|                                |  |        |                          |        |   |        |                          |        |   |        |                          |        |  |    |  |       | +     |
| SiO <sub>2</sub>               | 59,2   | 59,46  | 156,46                   | 58,72  | 154,43  | 154,43 | 57,66                    | 151,7  | —   | —      | 151,7                    | 57,66  | —  | —  | —  | —     | 4,76  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,67   | 0,67   | 1,76                     | 0,67   | 4,76  | 4,76   | 0,6                      | 4,58   | 0,6   | —      | 4,58                     | 0,6    | —  | —  | —  | —     | 0,18  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,20  | 17,28  | 45,45                    | 17,32  | 45,55   | 45,55  | 16,8                     | 44,18  | 16,8  | —      | 44,18                    | 16,8   | 0,1  | —  | —  | —     | 1,27  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,73   | 1,74   | 4,58                     | 0,85   | 2,24  | 2,24   | 1,18                     | 3,1    | 1,18  | —      | 3,1                      | 1,18   | —  | —  | —  | —     | 1,48  |
| FeO                            | 4,96   | 4,98   | 13,1                     | 1,96   | 5,15  | 5,15   | 2,59                     | 6,81   | 2,59  | —      | 6,81                     | 2,59   | —  | —  | —  | —     | 6,24  |
| MnO                            | 0,06   | 0,06   | 0,16                     | 0,09   | 0,24  | 0,24   | 0,1                      | 0,26   | 0,1   | —      | 0,26                     | 0,1    | 0,08   | —  | 0,1  | —     | —     |
| CaO                            | 5,5  | 5,53   | 14,54                    | 4,86   | 12,78   | 12,78  | 1,26                     | 3,31   | 1,26  | —      | 3,31                     | 1,26   | —  | —  | —  | —     | 11,23 |
| MgO                            | 1,23   | 1,24   | 3,26                     | 1,66   | 4,37  | 4,37   | 1,08                     | 2,84   | 1,08  | —      | 2,84                     | 1,08   | 1,11   | —  | —  | —     | 0,42  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,93   | 1,94   | 5,1                      | 4,76   | 12,52   | 12,52  | 12,0                     | 31,56  | 12,0  | —      | 31,56                    | 12,0   | 7,42   | —  | —  | 26,46 | —     |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,63   | 3,65   | 9,6                      | 0,26   | 0,68  | 0,68   | 0,6                      | 1,58   | 0,6   | —      | 1,58                     | 0,6    | —  | —  | —  | —     | 8,02  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,58   | 1,59   | 4,18                     | 2,53   | 6,65  | 6,65   | 1,0                      | 2,63   | 1,0   | —      | 2,63                     | 0,85   | 2,47   | —  | —  | —     | 1,55  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,18   | 0,18   | 0,47                     | 0,26   | 0,68  | 0,68   | 0,85                     | 2,24   | 0,85  | —      | 2,24                     | 0,85   | 0,21   | —  | —  | —     | —     |
| SO <sub>3</sub>                | 0,7  | 0,7    | 1,84                     | 1,41   | 3,71  | 3,71   | 1,7                      | 4,47   | 1,7   | —      | 4,47                     | 1,7    | 1,87   | —  | —  | —     | —     |
| CO <sub>2</sub>                | 0,94   | 0,95   | 2,5                      | 4,65   | 12,23   | 12,23  | 2,56                     | 6,73   | 2,56  | —      | 6,73                     | 2,56   | 9,73   | —  | —  | —     | —     |
| Σ                              | 99,51  | 100    | 263                      | —      | 262,99  | 262,99 | —                        | 262,99 | —   | —      | 262,99                   | —      | 22,99  | 23 | 32,20  | —     | 35,2  |

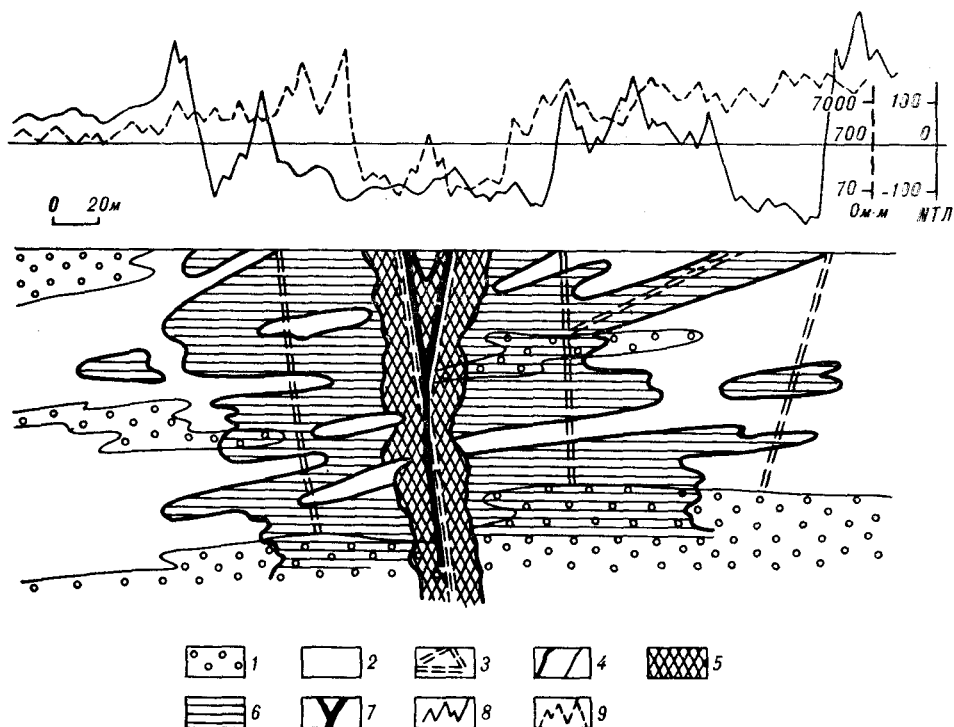


Рис. 9. Характер строения метасоматитов в поперечном сечении рудной зоны. Обобщенные геолого-геофизические данные.

1 — осадочные породы; 2 — вмещающие неизменные диоритовые порфириды; 3 — тектонические нарушения; 4 — границы петрофизических зон; 5 — интенсивно измененные породы (березит-аргиллизиты); 6 — слабо измененные породы (пропилиты); 7 — рудные тела; 8 — графики магнитного поля; 9 — графики кажущегося сопротивления.

ские (пластовые, пластово-секущие или секущие тела), гидротермально-осадочные (пластовые тела) и гидротермально-метасоматически-осадочные (пластовые и секущие тела). Наличие пластовых тел массивных сульфидных руд, исходя из этого, не является обязательным для колчеданных месторождений, хотя и весьма типично для них. Нонинское месторождение, характеризующееся отсутствием пластовых тел массивных сульфидных руд, может быть в соответствии с этим отнесено к формации колчеданных месторождений, к ее гидротермально-метасоматическому классу.

Однако, как следует из вышеизложенного, оно не является в полной мере типичным для этой разновидности месторождений. На это указывают относительно небольшие размеры месторождения, существенное развитие кварца, относительно высокое содержание золота, низкое отношение  $Ag/Au$  и в то же время высокое содержание  $Au$ , присутствие, хотя и в незначительных количествах, в рудах кварца, сингенетичного сульфидам, наличие микродрузовых текстур, пропилит-березит-аргиллизитовый тип околорудных метасоматитов, развивающийся в условиях относительно повышенного кислородного потенциала, приводящего к возрастанию отношения  $Fe_2O_3/FeO$ , и пр.

В то же время рудам месторождения свойственны черты, типичные для колчеданных месторождений: они сложены преимущественно сульфидами железа, нерудные минералы развиты слабо, широко развиты колломорфно-зональные текстуры, характерны преобладание  $Co$  над  $Ni$  в рудах и пирите, тесная ассоциация золота с сульфидами и присутствие его в последних в тонкодисперсном состоянии, полиметалльный состав руд, наличие двух разновозрастных минеральных ассоциаций, типоморфных для колчеданных месторождений, — ранней собственно колчеданной и более поздней колчеданно-полиметаллической, латеральная зо-

нальность в их распределении, тесная связь с вулканогенными процессами и пр.

Ближайшими аналогами Нонинского месторождения за пределами вулканических поясов Дальнего Востока могут рассматриваться мезозойские колчеданно-полиметаллические месторождения Сомхето-Кафаской зоны Малого Кавказа [9], а также четвертичные колчеданные месторождения Курильских островов и Японии типа Куроко [10]. Процессы вулканизма при формировании этих месторождений, как и в нашем случае, развивались на коре континентального типа в связи с развитием последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой формации. Прямосредственно в пределах Хингано-Охотского вулканического пояса заслуживающее внимания оруденение, которое можно отнести к колчеданному, кроме Нонинского участка, известно и в ряде других мест. Но все они еще практически не изучены. Характерные примеры: участок Олений в Юровском рудном поле, месторождение Колчеданный Утес в бассейне р. Мая. В Сихотэ-Алинском вулканическом поясе — мыс Лазарева, участок Озерный, Гряда Каменистая. На всех этих объектах отмечена в различной мере рудоносная довольно интенсивная сульфидная минерализация колчеданного типа (вкрапленная, прожилково-вкрапленная, реже массивная) преимущественно пиритового и пирит-халькопиритового состава, более ранняя по сравнению с встречающимися здесь кварцевыми жилами.

Показательно также, что в давно известных вулканогенных золотых и золотосеребряных рудных полях региона (белогорском, многовершинном и др.), считающихся типичными представителями кварцево-жильного оруденения малосульфидной формации, на флангах и особенно нижних горизонтах известны случаи развития сульфидной и золотосульфидной минерализации колчеданного типа, перспективной в практическом отношении, но также оказавшейся в должной мере не изученной и не оцененной. Эта минерализация обычно рассматривается как сопутствующая золотоносным кварцевым жилам и синхронная им. Однако детальные наблюдения показывают, что это явно не так. По своим масштабам развития и потенциальным возможностям эта минерализация передко значительно превышает кварцево-жильную. Последняя развита совместно с колчеданной далеко не всегда и формируется явно значительно позже и в иных геотектонических и геохимических условиях — в зоне развития окисленных бикарбонатных вод субаэрального режима, а колчеданная — в явно восстановительных условиях, в зоне нахождения неокисленных хлоридно-натриево-кальциевых вод [4].

Восстановительный режим рудообразования, необходимый для массового отложения сульфидов железа, обуславливался наличием внутриконтинентальных палеобассейнов трогового и более локального кальдерного типа.

**Заключение.** 1. В генетическом отношении золотосульфидное оруденение, развитое в Нонинской ВПС, есть основание рассматривать как золотосодержащее колчеданно-полиметаллическое гидротермально-метасоматического класса (по классификации В. И. Смирнова) с наложенной золотокварцевой минерализацией.

2. Представленность оруденения практически только секущими телами (при незначительной роли пластовых прожилково-вкрапленных руд и отсутствии пластовых тел массивных руд), локальная распространенность оруденения и пр. признаки указывают, что оно не является в полной мере типичным для колчеданных месторождений. Его предлагается рассматривать как своеобразный фациальный тип (разновидность) этой формации месторождений, развитый в связи с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией окраинно-континентальных вулканических (вулканоплутонических) поясов. Ближайшие аналоги — тип Куроко, Малый Кавказ, Рудный Алтай.

3. Можно полагать, что колчеданное оруденение довольно широко распространено в рассматриваемых вулканических поясах, а отсутствие

реальных месторождений, кроме отмеченного, обусловлено незначительным объемом выполненных специализированных работ.

Целесообразно, очевидно, в дальнейшем при поисках и оценке золотоносности внутриконтинентальных вулканических поясов уделять специальное внимание не только более позднему кварцево-жильному оруденению (как это до сих пор делается), но и золотоколчеданному.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю. П., Игнатьев А. Б., Рейнлиб Э. Л. и др. Типизация рудоносных вулканотектонических структур континентальной окраины Востока СССР и проблемы их моделирования/ДВИМС.— Хабаровск, 1989.
2. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование.— М.: Недра, 1982.
3. Буряк В. А. Генетическая типизация месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 299, № 3.— С. 678—681.
4. Буряк В. А., Гуменюк В. А., Кельмачев В. Л., Мирзеланов Г. С. Проблемы генезиса золоторудных формаций в перивулканических областях // Генезис рудных формаций и практическое значение рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР/СВКНИИ АН СССР.— Магадан, 1990.— С. 86—98.
5. Волков А. В. Два типа золотокварцевого оруденения перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса // Там же.— С. 146—152.
6. Кривцов А. И. Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1981.— № 5.— С. 3—18.
7. Кривцов А. И. Интерпретация генезиса рудных месторождений/ВИНИТИ.— М., 1986. (Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения).
8. Кривцов А. И. Прикладная металлогения.— М.: Недра, 1989.
9. Колчеданные месторождения мира/Отв. ред. В. И. Смирнов.— М.: Недра, 1979.
10. Колчеданные месторождения зарубежных стран/Отв. ред. С. Н. Иванов.— М.: Наука, 1984.
11. Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций/СВКНИИ АН СССР.— Магадан, 1987.
12. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1989.
13. Шило Н. А. Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.

ДВИМС  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
22 июля 1992 г.

УДК 552.321(571.651)

В. Е. Стриха

## ДВА ТИПА ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Выделено два типа существенно базитовых габбро-плагиогранитовых ассоциаций низкощелочных и высокощелочных пород, сформировавшихся при близких  $P$ - $T$ -условиях. Ранняя контрастная ассоциация входит в состав офиолитов и образовалась в режиме растяжения. Офиолитовые габброиды кристаллизовались из первичных относительно сухих мантйных расплавов, а ассоциирующие с ними плагиограниты, скорее всего, являются продуктами частичного плавления субдуцируемых метабазитов. Поздняя постофиолитовая неконтрастная ассоциация образовалась в режиме сжатия, за счет фракционной кристаллизации относительно водонасыщенных первичных магм.

Корякское нагорье представляет собой типичную симатическую провинцию с широким развитием офиолитов. Среди плутонических образований преобладают ультрабазиты и базиты при подчиненной роли кислых интрузивных пород. Северо-восточная часть Корякского нагорья характеризуется покровно-чешуйчатым строением и наличием тектонических меланжей, нередко с серпентинитовым цементом [1, 21]. Особенностью района является приуроченность плутонических образований преимущественно к зонам меланжей, в пределах которых они слагают многочисленные глыбы и блоки различной формы и размеров. Контакты многих ба-

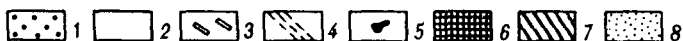
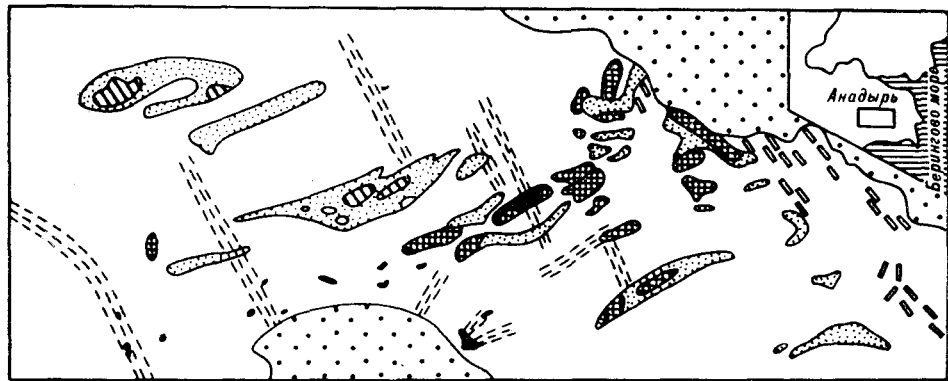


Рис. 1. Схема расположения плутоических ассоциаций северо-востока Корякского нагорья.

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские и мезозойские осадочно-вулканогенные образования; 3—8 — плутоические ассоциации: 3 — габбро-долеритовая ( $P_3$ ), 4 — диорит-гранодиорит-порфировая ( $K_2$ ), 5 — тоналит-гранодиорит-гранитовая ( $K_2$ ), 6 — постофиолитовая габбро-плагиогранитовая ( $K_1$ ), 7 — офиолитовая габбро-плагиогранитовая ( $J_3 - K_1$ ), 8 — дунит-перидотитовая ( $J_3 - K_1$ ). На врезке показано региональное положение района.

зитовых и базит-гранитоидных интрузий с вмещающими породами тектонические, а сами интрузивные массивы несут следы значительных тектонических деформаций. Это затрудняет изучение первичной структуры многих из них и этим, вероятно, обусловлены различия в предположенных исследователями схемах эволюции магматизма, интерпретации формационной принадлежности плутоических образований, решениях вопросов их генезиса, а также оценках геодинамических обстановок их формирования [2, 6, 7, 12, 16—19]. Нами были получены материалы, позволяющие пересмотреть представления об эволюции начального этапа ( $J_3 - K_1^2$ ) магматизма данного района. Выделено два типа габбро-плагиогранитовых ассоциаций, различающихся по возрасту, геологическому положению, петрогеохимическим особенностям и режимам формирования. Ранняя габбро-плагиогранитовая ассоциация входит в состав офиолитов, возраст которых большинством исследователей принимается как позднейурский — раннемеловой (вожжский — валацкинский века —  $J_3 - K_1$ ) [16, 17, 19, 21]. Поздняя постофиолитовая ассоциация объединяет тела габбро-диорит-тоналит-плагиогранитового состава, возраст которых, по данным геологической съемки (А. С. Бочкарев с соавторами, 1984 г.), принимается как раннемеловой, послевалацкинский ( $K_1^2$ ).

Расположение плутонов этих ассоциаций в пределах северо-восточной части Корякского нагорья показано на рис. 1.

### 1. Офиолитовая габбро-плагиогранитовая ассоциация ( $J_3 - K_1$ ).

В состав ассоциации входят образования габброидного и плагиогранитового комплексов офиолитов Тамватнейских гор и р. Ягельная (Ягельный меланж), характеризующихся псевдостратифицированным строением.

Породы габброидного комплекса слагают небольшие по размерам (не более  $10 \text{ км}^2$ ) интрузивные тела и блоки, располагающиеся в офиолитовых разрезах в целом выше гипербазитового основания. Установлено более позднее формирование офиолитовых габброидов по отношению к ультрамафитам, с ксенолитами как ультрамафитов, так и жильных пироксенитов в габброидах. Габброиды, в свою очередь, прорываются пластовыми телами и жилами плагиогранитов, а также образованиями дайковых комплексов.

Среди пород габброидного комплекса, по особенностям геологического положения и вещественного состава, выделяются образования расслоенной (полосчатой) серии и однородные габбро верхней группы краевой серии (по терминологии [25]). Породы расслоенной серии обычно приурочены к контактам габброидных тел с ультрабазитами и слагают, ве-



роятно, нижние части разреза габброидного комплекса. В Тамватнейских горах серия представлена чередующимися слоями оливиновых мелано- и мезократовых габбро с подчиненным количеством безоливиновых габбро, габбро-норитов, лейкогаббро. В Ягельном меланже развиты габбро и габбро-нориты с прослоями плагиоклазосодержащих лерцолитов. Для пород расслоенной серии характерны полосчатые текстуры и значительные вариации минерального состава.

Однородные габбро верхней группы установлены только в составе габброидного комплекса Тамватнейских гор. Породы представлены массивными, нередко трахитоидными диопсидовыми габбро, среди которых отмечаются роговообманковые разновидности, слагающие верхние части разреза габброидов.

Офиолитовые плагиограниты образуют мелкие интрузивные тела (менее 1 км<sup>2</sup>) преимущественно пластовой формы, а также маломощные жилы, которые приурочены к габброидам и нижним частям вулканических комплексов офиолитов. Реже жилы плагиогранитов отмечаются среди образований дайкового комплекса.

Установлена тесная временная связь плагиогранитов с образованиями офиолитовой ассоциации. Так, плагиограниты, прорывающие однородные габброиды на западе Тамватнейских гор, рассечены дайками диабазов и конга-диабазов, которые комагматичны породам вулканического комплекса [20]. Среди параллельных даек Ягельного меланжа встречаются жилы плагиогранитов с ксенолитами ранних меланодиабазов, а сами плагиограниты, в свою очередь, пересечены дайками поздних микродиабазов. На аналогичные взаимоотношения плагиогранитов и диабазов в Хатырской зоне указал также А. А. Пейве [16]. Эти факты позволяют включать высоконатровые гранитоиды, тесно пространственно и во времени связанные с образованиями офиолитовой ассоциации, в состав этих ассоциаций.

Петрография пород. Габброиды расслоенной серии содержат переменное количество битовнит-анортита, клинопироксена, а также ортопироксен, значительные содержания которого (до 10—15 %) отмечаются в габбро-норитах, часто отмечается оливин. В оливиновых габбро присутствует аксессуарный хромит и иногда отмечается интерстициальная бурая (титанистая [5]) роговая обманка (до 2—3 %). Структура мезократовых разновидностей габбровая, для оливиновых габбро иногда венцовая, обусловленная наличием келифитовых кайм клинопироксена, который выполняет интерстиции между зернами анортита. В меланократовых габбро-норитах пироксены, наоборот, более идиоморфны по отношению к плагиоклазу. В оливиновых меланогаббро (гарризитах) ксеноморфные зерна клинопироксена и плагиоклаза приурочены к интерстициям более крупных округлых зерен оливина (до 80 % объема пород), что обуславливает криновую структуру этих пород. Однородные габбро состоят из таблитчатого лабрадор-битовнита (45—55 %), бесцветного или зеленоватого диопсида, а также содержат иногда зеленовато-бурую роговую обманку (до 20 % объема пород), в которой часто наблюдаются включения плагиоклаза и пироксена. Содержание рудных минералов составляет 2—3 %. Структура пород габбро-офитовая, в роговообманковых разновидностях с элементами пойкилоофитовой.

Плагиограниты сложены олигоклаз-андезином (до 65 %), кварцем (25—35 %), нередко образующим с олигоклазом микропегматитовые срастания. Содержания кварца в микропегматите составляют 45—50 %. Иногда отмечается калиевый полевой шпат (до 2—3 %). Темноцветные минералы представлены зеленой роговой обманкой, реже биотитом, нередко замещенными хлоритом.

Минералогия и *PT*-условия формирования пород. По химическому составу оливины пород расслоенной серии (табл. 1, № 1) соответствуют хризолиту с содержанием фаялитового минала 19 % и отличаются от оливинов ультрамафитового комплекса [16] гораздо большей железистостью. Отсутствие в оливиновых габброидах минералов пироксе-

## Химический состав (мас. %) и коэффициенты кристаллохимических формул породообразующих минералов офиолитовых габброидов

| Компонент                      | Оливин | Ортопироксены |       |        |       | Клинопироксены |       |       |        |  |
|--------------------------------|--------|---------------|-------|--------|-------|----------------|-------|-------|--------|--|
|                                | 1      | 2             | 3     | 4      | 5     | 6              | 7     | 8     | 9      |  |
| <i>Химический состав</i>       |        |               |       |        |       |                |       |       |        |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 39,83  | 54,73         | 53,31 | 58,05  | 52,57 | 52,16          | 52,87 | 52,98 | 53,54  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,06   | 0,27          | 0,23  | 0,04   | 0,53  | 0,42           | 0,30  | 0,21  | 0,08   |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,02   | 1,78          | 1,54  | 0,53   | 3,00  | 2,14           | 2,41  | 2,56  | 0,53   |  |
| ΣFeO                           | 16,83  | 14,64         | 14,68 | 6,97   | 7,27  | 6,78           | 4,93  | 4,60  | 6,13   |  |
| MnO                            | 0,35   | 0,40          | 0,26  | 0,22   | 0,17  | 0,19           | 0,14  | 0,17  | 0,34   |  |
| MgO                            | 43,03  | 27,77         | 27,53 | 33,84  | 15,49 | 15,36          | 17,49 | 17,10 | 14,78  |  |
| CaO                            | 0,02   | 1,25          | 1,15  | 0,48   | 20,29 | 22,32          | 21,15 | 21,22 | 24,53  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,15   | —             | 0,15  | —      | 0,21  | 0,09           | —     | —     | 0,17   |  |
| K <sub>2</sub> O               | —      | —             | —     | —      | 0,01  | 0,01           | 0,02  | 0,04  | 0,03   |  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —      | 0,07          | 0,07  | 0,26   | 0,35  | 0,26           | 0,18  | 0,31  | —      |  |
| NiO                            | —      | —             | 0,10  | 0,06   | 0,07  | —              | —     | —     | —      |  |
| Сумма                          | 100,59 | 100,93        | 99,52 | 100,44 | 99,96 | 99,75          | 99,49 | 99,19 | 100,14 |  |

*Коэффициенты кристаллохимических формул*

|                  |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si               | 1,00 | 1,95 | 1,94 | 2,00 | 1,95 | 1,93 | 1,94 | 1,96 | 1,98 |
| Al <sup>IV</sup> | —    | 0,05 | 0,06 | —    | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,02 |
| Al <sup>VI</sup> | —    | 0,08 | 0,01 | 0,02 | 0,08 | 0,02 | 0,04 | 0,07 | —    |
| Ti               | —    | —    | 0,01 | —    | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | —    |
| Fe               | 0,36 | 0,44 | 0,44 | 0,20 | 0,22 | 0,24 | 0,15 | 0,14 | 0,19 |
| Mn               | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | —    | 0,01 | 0,01 |
| Mg               | 1,62 | 1,47 | 1,48 | 1,74 | 0,85 | 0,85 | 0,96 | 0,94 | 0,82 |
| Ca               | —    | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,80 | 0,89 | 0,83 | 0,83 | 0,97 |
| Na               | 0,01 | —    | 0,01 | —    | 0,01 | 0,01 | —    | —    | 0,01 |
| K                | —    | —    | —    | —    | —    | 0,01 | —    | —    | —    |
| Cr               | —    | —    | —    | 0,01 | 0,01 | —    | 0,01 | 0,01 | —    |
| f                | 0,18 | 0,23 | 0,23 | 0,11 | 0,21 | 0,22 | 0,14 | 0,13 | 0,14 |

Примечание. 1—8 — расслоенная серия: 1 — оливиновые меланогаббро (гарризиты), обр. 1009; 2, 5 — оливиновые габбро, обр. 1033; 3, 6 — меланогаббро-нориты, обр. 1036; 4, 7 — габбро, обр. 1048; 8 — плагиоклазоносный зерцолит, обр. 1048; 9 — верхние однородные габбро, обр. 1005. Места отбора проб: 1—3, 5, 6, 9 — Тамватнейские горы; 4, 7, 8 — р. Ягельная. Химический состав минералов, приведенных в табл. 1, 3, 4, определен Г. А. Меркуловым на микроанализаторе «Камебакс» в СВКНИИ ДВО РАН.

новых венцовых структур вдоль границы оливина и плагиоклаза указывает на то, что давление в момент их кристаллизации было менее 6—8 кбар [10, 13].

Ортопироксены офиолитовых габброидов по химическому составу соответствуют бронзитам и отличаются от ортопироксенов ультрамафитов меньшей глиноземистостью, большей железистостью и марганцевистостью. Низкие концентрации глинозема в ортопироксенах свидетельствуют о низком давлении при кристаллизации пород расслоенной серии [4, 27, 29]. Ортопироксены габброидов Ягельного меланжа отличаются от габброидов Тамватнейских гор большей магнизиальностью и хромистостью, а также меньшей глиноземистостью и кальциевостью, что может указывать на сравнительно меньшее давление и температуры при их кристаллизации. Температура равновесия орто- и клинопироксенов габброидов Ягельного меланжа по графическому ортопироксеновому геотермометру Б. Майсена [15] оценивается в 900 °С, а для Тамватнейских гор — в 1100 ± 50 °С.

Клинопироксены в офиолитовых габброидах представлены эндиопсидами, диопсидами и авгитами (см. табл. 1). В расслоенных габброидах развиты эндиопсиды и авгиты с повышенной хромистостью, которые сме-

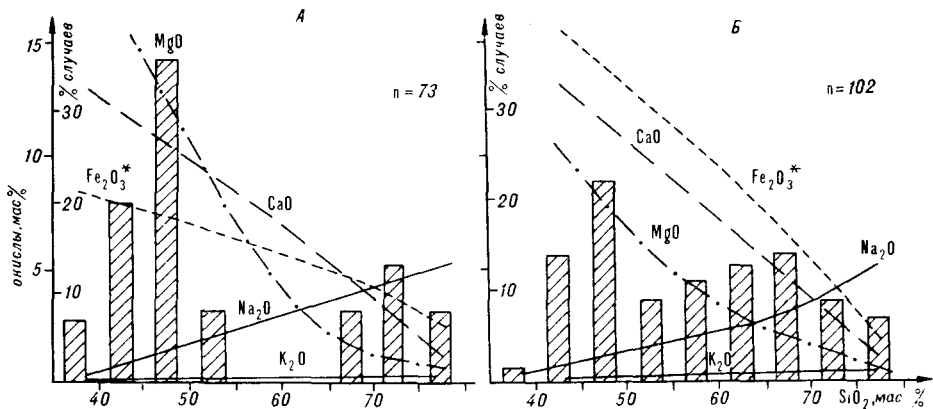


Рис. 2. Статистико-петрохимические диаграммы для пород офиолитовой (А) и постофиолитовой (Б) габбро-плагиогранитовой ассоциаций.

няются вверх по разрезу диопсидом однородных габбро. Для химизма клиноширокосенов в целом характерны низкая титанистость, железистость и щелочность.

Наличие в габброидах роговой обманки указывает на обогащенность остаточного расплава водой, а также на то, что общее давление при их формировании было выше 1 кбар, а содержание воды в момент выделения роговой обманки превышало 4%. Идиоморфизм плагиоклаза однородных габбро верхней краевой серии, учитывая экспериментальные данные по плавлению толеитовых базальтов в присутствии воды [8], может свидетельствовать о кристаллизации пород при давлении менее 2 кбар.

Содержание кварца в микрогематите офиолитовых плагиогранитов позволяет оценить давление при их кристаллизации в 0,5—1,5 кбар [22].

Петрогеохимические особенности пород. Офиолитовая габбро-плагиогранитовая ассоциация представлена контрастной, существенно базитовой серией низкощелочных высокощелочных пород (рис. 2).

Химический состав офиолитовых габброидов по многим петрогенным компонентам колеблется в широких пределах, о чем могут свидетельствовать анализы типичных разновидностей пород (табл. 2). Эта особенность отражает невыдержанность их количественного минерального состава. Для габброидов рассматриваемой серии характерны низкие и титанистость ( $TiO_2 < 0,4\%$ ), и железистость ( $f = Fe/(Fe + Mg)$ , ат. кол-ва = 0,20—0,25). По сравнению с ними однородные габбро являются более высокотитанистыми ( $TiO_2 - 0,4 - 0,65\%$ ) и высокожелезистыми ( $f - 0,29 - 0,34$ ). Мезо- и меланократовые габброиды характеризуются также высокими концентрациями таких элементов группы железа, как Ni, Co, Cr, низкими Sr (<350 г/т) и Rb (<20 г/т), а также близкими к хондритовым содержаниями легких редкоземельных элементов (РЗЭ) при более высоких концентрациях тяжелых РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 0,13$  и положительной аномалией Eu [6], что весьма обычно для пород расслоенных серий типичных офиолитовых ассоциаций [13]. Близкое к этому распределение установлено С. К. Злобиным с соавторами [6] для плагиоклазсодержащих мерцолитов расслоенной серии, для которых, однако, характерна отрицательная аномалия Eu.

В офиолитовых плагиогранитах резко преобладает  $Na_2O$  над  $K_2O$ , при низкой глиноземистости (<15%  $Al_2O_3$ ) и низких содержаниях Rb (<20 г/т) и Sr (<350 г/т, см. табл. 2). По химическому составу офиолитовые плагиограниты близки океаническим плагиогранитам. На диаграмме  $K_2O - SiO_2$  плагиограниты попадают преимущественно в поле океанических плагиогранитов (рис. 3).

Для офиолитовых плагиогранитов Четкинвямского меланжа в Хатьурской зоне установлен [16] толеитовый тип распределения РЗЭ при уровне в 15—20 раз выше хондритового, с резкой Eu аномалией. Такие

Химический состав (мас. %) и содержание микроэлементов (г/г) в породах офиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциации

| Компонент                       | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 39,34 | 41,95 | 47,29 | 49,63 | 48,96 | 46,96 | 51,08 | 74,31 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,03  | 0,17  | 0,30  | 0,44  | 0,12  | 0,08  | 0,61  | 0,18  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 3,95  | 11,11 | 14,94 | 8,20  | 18,40 | 27,73 | 12,99 | 13,23 |
| ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,73 | 11,29 | 7,20  | 10,20 | 3,33  | 2,29  | 7,97  | 3,38  |
| MnO                             | 0,16  | 0,17  | 0,13  | 0,18  | 0,06  | 0,03  | 0,14  | 0,01  |
| MgO                             | 31,17 | 22,27 | 11,43 | 16,28 | 9,32  | 3,40  | 9,73  | 0,48  |
| CaO                             | 3,32  | 8,30  | 14,43 | 13,44 | 17,89 | 15,82 | 14,00 | 2,44  |
| Na <sub>2</sub> O               | 0,19  | 0,81  | 0,90  | 0,69  | 0,82  | 1,81  | 1,80  | 5,09  |
| K <sub>2</sub> O                | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0,15  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | Н. о. | 0,02  | Н. о. | 0,01  | Н. о. | Н. о. | 0,02  | 0,03  |
| П. п. п.                        | 9,10  | 3,87  | 2,40  | 0,82  | 1,79  | 1,79  | 1,39  | 0,65  |
| Сумма                           | 99,99 | 99,96 | 99,72 | 99,99 | 99,91 | 99,91 | 99,73 | 99,99 |
| Cu                              | 173   | 35    | 42    | 40    | 56    | 19    | 17    | 22    |
| Zn                              | 112   | 166   | 123   | 141   | 96    | 77    | 89    | 31    |
| Ni                              | 350   | 2056  | 330   | 318   | 318   | 77    | 102   | 15    |
| Co                              | 274   | 260   | 164   | 198   | 130   | 36    | 110   | 17    |
| Pb                              | 17    | 19    | 14    | 11    | 48    | 6     | 25    | 8     |
| Cr                              | 535   | 689   | 522   | 435   | 534   | 81    | 182   | 24    |
| Sn                              | 20    | —     | 120   | 120   | 170   | 350   | 170   | 170   |
| Ni/Co                           | 1,3   | 7,9   | 2,0   | 1,6   | 2,4   | 2,1   | 0,9   | 0,9   |

Примечание. 1—6 — расслоенная серия: плагиоклазсодержащий терцолит, обр. 1048-6 (1); оливковые меланогаббро (гарризиты), обр. 1009 (2); оливковые габбро, обр. 1033 (3); меланогаббро-вориты, обр. 1036 (4); габбро, обр. 1048-5 (5); лейкогаббро, обр. 1036-2 (6). 7 — верхние однородные габбро, обр. 1005; 8 — плагиограниты, обр. 409-1. Места отбора проб: 1, 5 — р. Ягельная; 2—4, 6—8 — Тамвагнейские горы. Содержания породообразующих окислов, Rb и Sr в табл. 2, 5 определялись на квантометре ARL-72000 Мануиловой В. И., элементов-примесей — методом ЭРСА Поповой Л. А. в СВКНИИ ДВО РАН.

особенности пород свидетельствуют о базитовой природе источников расплавов для офиолитовых плагиогранитов.

**II. Постофиолитовая габбро-плагиогранитовая ассоциация (K<sub>1</sub><sup>2</sup>).** Эта ассоциация образована сложной построенными многоfazными телами, в составе которых присутствуют последовательно внедрившиеся габброиды, кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. Породы всех последующих фаз, как правило, содержат ксенолиты предыдущих. Жильная фаза представлена роговообманковыми плагиогранит-пегматитами, нередко содержащими гранат. Наиболее крупными интрузивными телами данной ассоциации являются массивы гор Кекуры \*, Серая, Угрюмая \*, Двойная, Чирынайские. Для интрузивных образований габбро-плагиогранитовой ассоциации характерно линейное расположение вдоль зон крупных разломов. Они часто слагают блоки и глыбы в составе тектонических меланжей. В связи с этим большинство массивов имеют пластинообразную форму и тектонические контакты с вмещающими породами, хотя в ряде случаев установлены и нормальные интрузивные контакты. Количественные соотношения между разными видами пород в отдельных массивах значительно изменяются. Отмечаются также мелкие массивы, сложенные только одной разновидностью пород. Площадь интрузивных тел постофиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциации не превышает 30 км<sup>2</sup>.

Среди габброидов первой фазы, по особенностям состава и геологического положения, выделяются породы расслоенной и краевой серий.

\* За исключением пизкощелочных гранитов, интрузивные тела которых включены в состав более молодой тоналит-гранодиорит-гранитовой ассоциации, объединяющей K — Na гранитоиды [19].

Рис. 3. Диаграмма  $K_2O - SiO_2$  для плагиигранитов офиолитовой (1) и постеофиолитовой (2) габбро-плагиигранитовых ассоциаций.

Поля: I — океанических плагиигранитов, II — континентальных трондьемитов, III — континентальных гранофинов [28].

Расслоенная серия объединяет низкожелезистые габбро-нориты, чередующиеся с вебстеритами, иногда плагноклазсодержащими. Мощность слоев вебстеритов составляет от долей сантиметра до первых десятков метров. Наиболее широко породы расслоенной серии развиты в пределах массива г. Кекуры.

Краевая серия представлена массивными габбро-норитами, реже габбро и феррогаббро, для которых характерны наличие роговой обманки и высокие содержания рудных минералов.

Петрография пород. Низкожелезистые габбро-нориты расслоенной серии состоят из лабрадор-битовнита — 55—60 %, авгит-салита  $Wo_{45}En_{44}Fs_{11}$  — до 30 %, ортопироксена — до 15 % и рудных минералов — 1—2 %. Структура пород габбровая. Вебстериты сложены преимущественно бронзитом  $Wo_1En_{72}Fs_{27}$  — 80—90 % при резко подчиненной роли салита  $Wo_{45}En_{43}Fs_{11}$  и обладают нанидиоморфно-зернистой структурой.

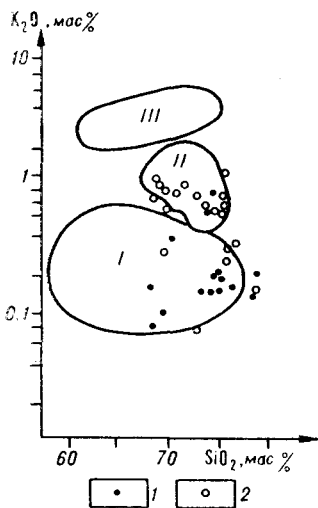
Габброиды краевой серии состоят из лабрадора-битовнита — 40—60 %, авгита  $Wo_{42-44}En_{36-42}Fs_{16-20}$  — до 30 %, гиперстена  $Wo_1En_{55}Fs_{44}$ , содержания которого превышают в габбро-норитах 20 %. Характерно наличие зеленой роговой обманки — до 30 %, в крупных зернах которой наблюдаются пойкилитовые включения плагноклаза, пироксенов, рудных минералов. Концентрация рудных минералов меняется от 1 до 10 %, достигая в феррогаббро 15—20 %. Структура пород габбровая, габбро-офитовая, пойкилитовая.

Кварцевые диориты и тоналиты близки по своим петрографическим особенностям. Они характеризуются массивной порфиroidной, нередко гнейсовидной текстурой. Последняя обусловлена чередованием слоев и различным содержанием темноцветов и подчеркивается плоской ориентировкой роговой обманки. Породы сложены зональным плагноклазом (ядро — лабрадор-андезин  $An_{43-54}$ , кайма — андезин  $An_{32-38}$  — 50—60 %), кварцем — от 5—15 % в кварцевых диоритах до 25—30 % в тоналитах, переменным количеством роговой обманки ( $f$  — 0,36—0,61, табл. 3) — 15—30 %, в крупных зернах которой отмечаются включения плагноклаза, реликтов диоксид-авгита  $Wo_{45}En_{44}Fs_{10}$  и гиперстена  $Wo_2En_{61}Fs_{37}$ . Содержание рудных минералов составляет 1—2 %, достигая в кварцевых диоритах 5 %.

Плагииграниты являются средnezернистыми массивными породами, состоящими из зонального плагноклаза (ядро — лабрадор-андезин  $An_{52-46}$ , кайма — андезин-олигоклаз  $An_{36-28}$  50—60 %), кварца — 35—40 %, хлоритизированного биотита — до 2—3 %, роговой обманки ( $f$  — 0,45) — до 5 %. Степень эпимагматических изменений постеофиолитовых плагиигранитов в целом ниже, по сравнению с офиолитовыми.

Характерной особенностью пород ряда кварцевые диориты — тоналиты — плагииграниты является наличие порфиroidных выделений кварца (до 1 см), содержащих, как правило, пойкилитовые включения плагноклаза, что обуславливает элементы оксиолитовой структуры пород.

Минералогия и  $PT$ -условия формирования пород. Ортопироксены базитов данной ассоциации (табл. 4) отличаются от офиолитовых большей железистостью и отсутствием хрома. Содержания  $Al_2O_3$  в ортопироксенах низкие и близки к офиолитовым габброидам, что свидетельствует о близких же величинах давления при кристаллизации основных пород этих ассоциаций. Температуры равновесия для сосущест-



## Химический состав (мас. %) и коэффициенты кристаллохимических формул роговых обманок из пород пестофиолитовой габбро-плагногранитовой ассоциации

| Компоненты                     | 1      | 2      | 3     | 4      | 5     | 6      | 7      |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|
| <i>Химический состав</i>       |        |        |       |        |       |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,97  | 49,53  | 48,66 | 51,73  | 46,94 | 49,80  | 48,51  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,07   | 0,75   | 0,63  | 0,55   | 1,01  | 0,72   | 0,55   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,05   | 6,73   | 7,44  | 6,66   | 8,51  | 7,07   | 7,83   |
| ΣFeO                           | 19,48  | 16,85  | 21,22 | 14,59  | 23,43 | 15,68  | 17,51  |
| MnO                            | 0,65   | 0,54   | 0,80  | 0,36   | 0,70  | 0,55   | 0,34   |
| MgO                            | 10,08  | 12,50  | 9,90  | 15,17  | 8,51  | 13,20  | 12,33  |
| CaO                            | 11,46  | 10,79  | 8,79  | 9,97   | 8,19  | 10,40  | 10,01  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,50   | 0,78   | 0,43  | 0,66   | 0,59  | 0,84   | 1,01   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,07   | 0,33   | 0,07  | 0,14   | 0,16  | 0,14   | 0,49   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,08   | —      | 0,03  | —      | —     | —      | —      |
| ОН                             | 2,05   | 2,06   | 2,01  | 2,12   | 1,98  | 2,06   | 2,05   |
| С у м м а                      | 101,45 | 100,84 | 99,97 | 101,96 | 99,47 | 100,46 | 100,63 |
| f                              | 0,52   | 0,43   | 0,55  | 0,35   | 0,61  | 0,40   | 0,44   |

*Коэффициенты кристаллохимических формул*

|  |      |      |      |      |      |      |      |
|--|------|------|------|------|------|------|------|
| Si   | 7,18 | 7,22 | 7,25 | 7,32 | 7,07 | 7,23 | 7,11 |
| Al <sup>IV</sup>                                 | 0,82 | 0,78 | 0,75 | 0,68 | 0,93 | 0,77 | 0,89 |
| поз. Т   | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 |
| Al <sup>VI</sup>                                 | 0,57 | 0,38 | 0,55 | 0,48 | 0,58 | 0,44 | 0,46 |
| Ti   | 0,01 | 0,08 | 0,07 | 0,06 | 0,11 | 0,08 | 0,06 |
| Fe   | 2,22 | 2,05 | 2,18 | 1,72 | 2,40 | 1,90 | 2,14 |
| Mg   | 2,20 | 2,49 | 2,19 | 2,79 | 1,91 | 2,58 | 2,34 |
| M <sub>1</sub> , M <sub>2</sub> , M <sub>3</sub> | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 |
| Mg   | —    | 0,22 | —    | 0,40 | —    | 0,26 | 0,35 |
| Fe   | 0,16 | —    | 0,45 | —    | 0,55 | —    | —    |
| Mn   | 0,08 | 0,07 | 0,10 | 0,04 | 0,09 | 0,07 | 0,04 |
| Ca   | 1,80 | 1,69 | 1,40 | 1,51 | 1,32 | 1,62 | 1,57 |
| Na   | —    | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,04 |
| поз. В   | 2,04 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 |
| Na   | 0,14 | 0,19 | 0,08 | 0,13 | 0,13 | 0,18 | 0,25 |
| K  | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,09 |
| поз. А   | 0,15 | 0,25 | 0,09 | 0,16 | 0,16 | 0,21 | 0,34 |

Примечание. 1 — роговообманковые габбро, обр. 1112-2; 2 — кварцевые диориты, обр. 1105-1; 4—6 — тоналиты, обр. 1188-4 (4), 1177-1 (5), 1105-5 (6); 7 — плагнограниты, обр. 1105-2. Места отбора проб: 1 — г. Урючья; 2, 6, 7 — г. Кекуры; 3, 5 — Чирьнайские горы; 4 — г. Двойная. Анализы пересчитаны на 23 кислорода по программе [31].

Химический состав (мас. %) и коэффициенты кристаллохимических формул пироксенов из пород постофиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциации

| Компонент                      | Ортопироксены |        |        | Клинопироксены |       |       |        |        |
|--------------------------------|---------------|--------|--------|----------------|-------|-------|--------|--------|
|                                | 1             | 2      | 3      | 4              | 5     | 6     | 7      | 8      |
| <i>Химический состав</i>       |               |        |        |                |       |       |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 54,09         | 53,22  | 51,47  | 53,25          | 52,83 | 52,82 | 55,09  | 53,79  |
| TiO <sub>2</sub>               | Н. о.         | 0,16   | 0,08   | 0,12           | 0,09  | 0,13  | 0,15   | 0,04   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,50          | 1,04   | 1,04   | 1,66           | 1,87  | 1,44  | 1,46   | 1,71   |
| ΣFeO                           | 17,32         | 22,70  | 26,96  | 6,72           | 6,95  | 11,60 | 9,37   | 6,48   |
| MnO                            | 0,39          | 1,31   | 0,88   | 0,21           | 0,07  | 0,44  | 0,32   | 0,21   |
| MgO                            | 26,15         | 22,30  | 19,62  | 15,32          | 15,40 | 12,22 | 14,45  | 16,18  |
| CaO                            | 0,72          | 1,09   | 0,74   | 23,06          | 21,56 | 21,04 | 20,48  | 22,99  |
| Na <sub>2</sub> O              | Н. о.         | Н. о.  | Н. о.  | Н. о.          | 0,15  | 0,27  | Н. о.  | Н. о.  |
| K <sub>2</sub> O               | Н. о.         | Н. о.  | Н. о.  | 0,15           | 0,21  | Н. о. | Н. о.  | Н. о.  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,09          | Н. о.  | Н. о.  | Н. о.          | Н. о. | 0,05  | Н. о.  | 0,12   |
| Сумма                          | 100,21        | 101,92 | 100,80 | 100,49         | 99,12 | 99,99 | 101,32 | 101,52 |

*Коэффициенты кристаллохимических формул*

|                  |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si               | 1,96 | 1,95 | 1,95 | 1,96 | 1,97 | —    | —    | —    |
| Al <sup>IV</sup> | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 1,99 | 2,03 | 1,95 |
| Al <sup>VI</sup> | 0,02 | —    | —    | 0,03 | 0,05 | 0,01 | —    | 0,05 |
| Ti               | —    | —    | —    | —    | —    | 0,05 | 0,06 | 0,02 |
| Fe               | 0,53 | 0,70 | 0,85 | 0,21 | 0,22 | 0,37 | 0,29 | 0,20 |
| Mn               | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | —    | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg               | 1,41 | 1,22 | 1,10 | 0,84 | 0,85 | 0,69 | 0,79 | 0,88 |
| Ca               | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,91 | 0,86 | 0,85 | 0,81 | 0,89 |
| Na               | —    | —    | —    | —    | 0,01 | 0,02 | —    | —    |
| K                | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    |
| Cr               | —    | —    | —    | —    | 0,01 | —    | —    | —    |
| f                | 0,27 | 0,36 | 0,44 | 0,20 | 0,21 | 0,35 | 0,27 | 0,19 |

Примечание. Расслоенная серия: 1—4 — вебстериты, обр. 1094-1; 5 — габбро-нориты, обр. 1094-5; краевая серия: 3, 6 — габбро-нориты, обр. 1189; 7 — роговообманковые габбро, обр. 1112-2; 2, 8 — кварцевые диориты, обр. 1105-1. Места отбора проб: 1, 2, 4, 5, 8 — г. Кекуры; 7 — г. Угрюмая; 3, 6 — г. Двойная.

вующих пироксенов как в породах расслоенной, так и краевой серий, по геотермометру Б. Майсена, оцениваются в  $1050 \pm 50^\circ \text{C}$ .

Клинопироксены постофиолитовых габброидов (см. табл. 4) характеризуются низкими титанистостью, глиноземистостью, щелочностью и отличаются от офиолитовых. Клинопироксены расслоенных габброидов, в отличие от аналогичных офиолитовых пород, менее титанистые, глиноземистые, более известковистые и калиевые, а также не содержат хрома. Клинопироксены краевой серии по сравнению с офиолитовыми клинопироксенами в целом более железистые, а от клинопироксенов расслоенной серии отличаются, кроме большей железистости, также большими концентрациями MnO и отсутствием K<sub>2</sub>O.

Амфиболы пород постофиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциации представлены ферро- и магнезиальными роговыми обманками кальциевой группы по классификации Б. Лика [32] (см. табл. 3). Наличие в породах этой ассоциации роговой обманки в качестве сквозного типоморфного минерала позволяет оценить общее давление при кристаллизации пород с помощью усовершенствованного эмпирического геобарометра [30]. Согласно расчетам, давление составляло 2,2—3,1 кбар, причем эти

Химические составы (мас. %) и содержание микроэлементов (г/т) в породах постфиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциации

| Компонент                       | 1      | 2     | 3      | 4     | 5     | 6     | 7     | 8      | 9      | 10    | 11     | 12    | 13    |
|---------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 52,87  | 53,18 | 46,81  | 49,86 | 35,88 | 57,60 | 62,91 | 60,28  | 66,99  | 65,13 | 75,41  | 73,17 | 71,78 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,04   | 0,06  | 0,37   | 0,34  | 1,12  | 0,43  | 0,39  | 0,25   | 0,31   | 0,20  | 0,08   | 0,05  | 0,13  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 2,65   | 17,08 | 13,12  | 15,86 | 13,56 | 15,82 | 14,76 | 15,20  | 13,98  | 14,93 | 12,76  | 12,77 | 12,89 |
| ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,52  | 5,12  | 15,38  | 15,94 | 29,01 | 11,04 | 9,81  | 9,05   | 7,80   | 7,12  | 2,80   | 3,00  | 3,69  |
| MnO                             | 0,34   | 0,09  | 0,23   | 0,26  | 0,22  | 0,14  | 0,17  | 0,08   | 0,14   | 0,11  | 0,03   | 0,03  | 0,06  |
| Mg                              | 21,58  | 8,71  | 10,69  | 5,50  | 6,79  | 3,01  | 2,28  | 3,27   | 1,63   | 2,09  | 0,85   | 1,69  | 1,38  |
| CaO                             | 4,94   | 11,62 | 10,49  | 9,44  | 10,73 | 9,37  | 7,65  | 5,89   | 5,69   | 6,50  | 2,56   | 2,32  | 1,86  |
| Na <sub>2</sub> O               | 0,41   | 1,27  | 0,83   | 1,23  | 0,52  | 0,95  | 0,86  | 3,08   | 2,42   | 2,10  | 4,12   | 4,40  | 4,34  |
| K <sub>2</sub> O                | 0,06   | 0,73  | 0,45   | Н. о. | Н. о. | 0,20  | Н. о. | 0,96   | 0,10   | 0,28  | 0,46   | 0,70  | 0,87  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | Н. о.  | 0,01  | 0,01   | 0,05  | Н. о. | 0,08  | 0,09  | 0,04   | 0,08   | 0,06  | 0,02   | 0,01  | 0,04  |
| П. п. п.                        | Н. о.  | 2,04  | 1,92   | 1,48  | 2,13  | 1,09  | 1,03  | 1,90   | 0,87   | 1,34  | 0,97   | 1,84  | 2,95  |
|                                 | 100,16 | 99,91 | 100,00 | 99,96 | 99,96 | 99,73 | 99,98 | 100,00 | 100,01 | 99,86 | 100,03 | 99,98 | 99,99 |
| Cu                              | —      | 20    | —      | 49    | 178   | 36    | 29    | 41     | 39     | 25    | 13     | 13    | 21    |
| Zn                              | —      | 75    | —      | 152   | 237   | 120   | 150   | 38     | 105    | 118   | 39     | 27    | 45    |
| Ni                              | —      | 232   | 251    | 60    | 149   | 25    | 9     | 28     | 24     | 68    | 13     | 28    | 12    |
| Co                              | —      | 137   | 277    | 136   | 259   | 76    | 61    | 57     | 40     | 42    | 15     | 18    | 15    |
| Cr                              | —      | 258   | 410    | 25    | 41    | 41    | 13    | 9      | 9      | 87    | 16     | 9     | 8     |
| Sr                              | —      | 150   | 120    | —     | —     | 240   | —     | —      | —      | 250   | 260    | —     | —     |
| Rb                              | —      | <20   | <20    | —     | —     | <20   | —     | —      | —      | <20   | <20    | —     | —     |
| Ni/Co                           | —      | 4,7   | 0,9    | 0,4   | 0,6   | 0,3   | 0,2   | 0,5    | 0,6    | 1,6   | 0,9    | 1,6   | 0,8   |

Примечание. 1, 2 — расслепленная серия; вебстериты — обр. 1094-1 (1), габбро-кориты — обр. 1094-5 (2); 3 — 11 — красная серия; роговообманковые габбро — обр. 1112-2 (3), габбро-кориты — обр. 1189 (4); феррогаббро — обр. 1175 (5), кварцевые диориты — обр. 1105-1 (6), обр. 1188-4 (7), обр. 1177-1 (9), обр. 1105-5 (10), плагиограниты — обр. 1122-3 (11), обр. 1188 (12), обр. 1169 (13). Места отбора проб из массивов: 1, 2, 6, 10 — г. Кекуры; 3, 11 — г. Угрюмая; 4, 8, 12 — г. Двойная; 5, 7, 9, 13 — Чирыйнаские горы. Прочерк — элемент не определяется.



Параметры распределения петрогенных окислов в габброидах

| Компонент                      | Офиолитовые габброиды |      | Постофиолитовые габброиды |      | $\Delta t$ | $\Delta F$ |
|--------------------------------|-----------------------|------|---------------------------|------|------------|------------|
|                                | $x$                   | $s$  | $x$                       | $s$  |            |            |
| SiO <sub>2</sub>               | 45,80                 | 3,39 | 46,16                     | 3,82 | -0,70      | -0,37      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,29                  | 0,29 | 0,33                      | 0,19 | -1,25      | +0,01      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,83                 | 5,65 | 15,64                     | 2,39 | -1,18      | +0,84      |
| $\Sigma Fe_2O_3$               | 7,98                  | 2,34 | 14,57                     | 4,97 | +15,74     | +0,60      |
| MnO                            | 0,14                  | 0,07 | 0,19                      | 0,14 | -0,88      | +0,48      |
| MgO                            | 13,30                 | 7,35 | 8,49                      | 2,34 | -0,56      | +1,62      |
| CaO                            | 12,60                 | 3,82 | 12,08                     | 2,16 | +0,03      | +0,25      |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,04                  | 0,17 | 0,99                      | 0,51 | -1,33      | -0,25      |
| K <sub>2</sub> O               | 0,18                  | 0,17 | 0,17                      | 0,23 | -1,55      | -0,17      |
| <i>n</i>                       | 51                    |      | 50                        |      |            |            |

Примечание. При  $\Delta t$  и  $\Delta F > 0$  различия значимы в 95 %-м доверительном интервале;  $\Delta t = t_{\text{выч}} - t_{\text{теор}}$ ;  $\Delta F = F_{\text{выч}} - F_{\text{теор}}$ .

значения, вероятно, несколько завышены, поскольку использованы анализы центральных частей кристаллов, а не их краевых зон, обычно используемых при расчетах давления. Близкие к этим значения получаются и при оценке давления по плагиоклаз-роговообманковому геобарометру [23].

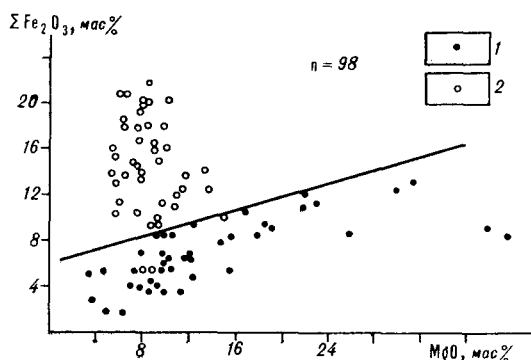
Петрогеохимические особенности пород. Породы габбро-плагиогранитовой ассоциации обладают рядом характерных петрогеохимических особенностей, позволяющих уверенно отличать их от иных плутонических образований (табл. 5).

Ассоциация представлена неконтрастной, существенно базитовой серией низкощелочных и высоконатровых пород (см. рис. 2, B).

Установлено различие химического состава офиолитовых и постофиолитовых габброидов. Степень различия оценивалась с помощью методов математической статистики (табл. 6). По параметрам распределения породообразующих окислов ( $x$ ,  $S$ ) в габброидах этих двух формаций была проведена проверка значимости их сходства и различия с использованием  $t$ -критерия Стьюдента и  $F$ -критерия Фишера. Установлено, что базиты этих ассоциаций значимо (в 95 %-м доверительном интервале) различаются по содержаниям  $\Sigma Fe_2O_3$ , MgO и CaO, а также дисперсиям большинства петрогенных окислов. Постофиолитовые габброиды отделяются от офиолитовых на диаграмме  $\Sigma Fe_2O_3 - MgO$  (рис. 4) по уравнению  $\Sigma Fe_2O_3 = 6,296 + 0,289MgO$ , где  $\Sigma Fe_2O_3 = Fe_2O_3 + 1,1FeO$ . В целом железистость габброидов высокая, что наряду с низкой титанистостью сближает их с аналогичными породами островных дуг Филиппинского моря [2].

Рис. 4. Положение габброидов на диаграмме  $\Sigma Fe_2O_3 - MgO$ .

Габброиды габбро-гранитовых ассоциаций: 1 — офиолитовой, 2 — постофиолитовой. Линия, разграничивающая поля офиолитовых и постофиолитовых габброидов, описывается уравнением  $\Sigma Fe_2O_3 = +6,296 + 0,289 MgO$ .



Постофиолитовые габброиды отличаются от офиолитовых также и характером распределения РЗЭ при близких общих концентрациях. По сравнению с офиолитовыми постофиолитовые габброиды обладают более высокими концентрациями легких РЗЭ и резкой  $\text{Eu}$ -аномалией,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,4-1,1$ , что может свидетельствовать о более раннем отделении плагиоклаза. В постофиолитовых габброидах установлены низкие «мантийные» отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,7038, 0,7040$  [16].

Тоналиты характеризуются в целом также низкими содержаниями РЗЭ ( $1,5-4 \times$  хондрит) с более высокими содержаниями легких РЗЭ по отношению к тяжелым, а также положительной аномалией  $\text{Eu}$  [2], что свидетельствует о возможном накоплении плагиоклаза при образовании исходных магматических расплавов.

Плагиограниты отличаются по химическому составу от офиолитовых более низкой титанистостью, глиноземистостью, большей магниальностью, а также гораздо более низкими отношениями  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ . По уровню калия плагиограниты данной формации близки островодужным трюндемитам (см. рис. 3).

Как показывает анализ приведенных выше данных, кристаллизация пород обеих ассоциаций происходила при близких  $PT$ -условиях гип- и мезоабиссальной фаций глубинности и для выяснения причин различия в составе и количественных соотношениях пород офиолитовой и постофиолитовой ассоциации следует рассмотреть некоторые особенности их петрогенезиса.

**Вопросы петрологии.** Офиолитовая габбро-плагиогранитовая ассоциация. Отсутствие закаленных фаций и значительная деформированность интрузивных тел офиолитовых габброидов затрудняют оценку их средневзвешенного состава и не позволяют уверенно говорить о составе первичного для них расплава. Поэтому весьма приблизительно о составе материнской магмы для офиолитовых габброидов можно судить по их валовому химическому составу (см. табл. 6), согласно которому исходный базитовый расплав был близок к меланократовому базальту. По ряду критериев — высокой магниальности пород и присутствующего в них оливина, высокому  $\text{Ni}/\text{Co}$ -отношению — офиолитовые габброиды близки к продуктам кристаллизации из первичных мантийных расплавов, не претерпевших какой-либо глубинной дифференциации [9, 24]. Низкая титанистость, низкие концентрации и характер распределения РЗЭ, высокие  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -отношения в офиолитовых габброидах указывают на истощенность мантийного субстрата, а также высокую степень (20 %) его частичного плавления [26].

Появление небольших объемов кислых магм в составе офиолитовых габбро-плагиогранитовых ассоциаций возможно в результате кристаллизационной дифференциации базальтового расплава [13], однако особенности геологического положения плагиогранитовых интрузий, их внедрение после формирования ранних основных даек позволяют предполагать наличие самостоятельных очагов кислых магм, из которых кристаллизовались офиолитовые плагиограниты. Учитывая оценку формирования офиолитов в основании энсиматической островной дуги [6, 19, 20], наиболее удовлетворительно особенности геологии состава плагиогранитов объясняет гипотеза выплавления исходных для них расплавов из метабазитов в зонах субдукции [3]. Отмечаемая близость петрогеохимических особенностей описываемых офиолитовых и океанических плагиогранитов обусловлена, вероятно, сходством их формирования в режиме растяжения синхронно становлению комплекса параллельных даек.

Постофиолитовая габбро-плагиогранитовая ассоциация. Закономерное изменение петрогеохимических особенностей, а также близость химического состава темноцветных минералов пород этой ассоциации в ходе эволюции позволяют предполагать, что они сформировались в результате процессов магматической дифференциации. Как показывают расчеты, проведенные для пород конкретных интрузивов с учетом реальных химических составов слагающих их минералов и содер-

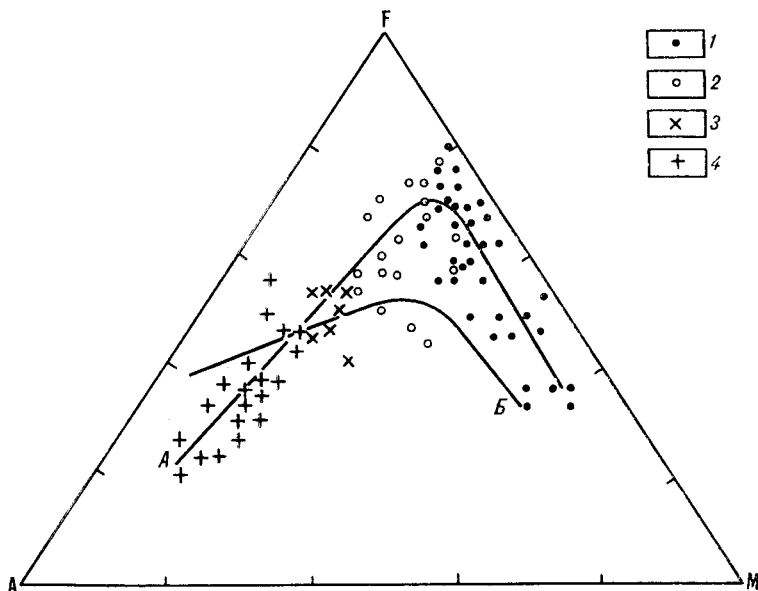


Рис. 5. Положение составов пород постофиолитовой габбро-плаггиогранитовой ассоциации на диаграмме AFM.

1 — габброиды, 2 — кварцевые диориты, 3 — тоналиты, 4 — плаггиограниты. А — тренд магматической дифференциации; В — линия раздела толеитовой (вверху) и известково-щелочной (внизу) серий (по Т. Н. Ирвину и У. Р. А. Барагару [14]).

жаний элементов-примесей, появление последовательной серии пород от габбро до плаггиогранитов удовлетворительно объясняется фракционной кристаллизацией базитового расплава с фракционированием пироксена, роговой обманки, плаггиоклаза и магнетита.

О составе первичной базитовой магмы можно приблизительно судить по особенностям наиболее магниезных пород серии — габброидов. Высокая в целом железистость габброидов, отсутствие оливина, низкие Ni/Co-отношения указывают на несоответствие первичным мантийным выплавкам и кристаллизацию из расплавов, претерпевших дифференциацию фенперовского типа с интенсивным накоплением Fe. По содержанию  $TiO_2$ , РЗЭ,  $Al_2O_3/TiO_2$ -отношениям постофиолитовые габброиды близки к офиолитовым, и это позволяет считать, что первичные для постофиолитовых габброидов магмы также образовались при высоких степенях плавления источника мантийного субстрата и, возможно, были близки по составу первичным выплавкам офиолитовых габброидов. Однако исходные для постофиолитовых габброидов расплавы отличались, по сравнению с офиолитовыми, более высокой водонасыщенностью, о чем свидетельствуют более широкое развитие в них водосодержащего минерала — роговой обманки, относительно низкие содержания анортитового компонента в плаггиоклазе и отсутствие оливина [29].

Повышенное содержание воды в первичном базитовом расплаве является, вероятно, одним из главных факторов, обусловившим появление среди дифференциатов значительных объемов средних и кислых пород. Анализ диаграммы AFM (рис. 5) показывает, что породы постофиолитовой габбро-плаггиогранитовой ассоциации занимают промежуточное положение между идеальными толеитовыми и известково-щелочными направлениями. На ранних этапах дифференциации обнаруживаются отчетливые толеитовые тенденции с обогащением железом основных и средних пород, а на поздних — известково-щелочные. Как показали исследования Е. В. Шаркова [25], решающую роль между толеитовыми и известково-щелочными трендами эволюции магматических расплавов может играть ортопироксеновый физико-химический барьер между недосыщенными и пересыщенными кремнеземом расплавами, который непреодолим для

относительно «сухих» базальтовых расплавов и легко проходит в водонасыщенными расплавами.

Другим фактором, определяющим различия между толеитовым и известково-щелочным трендами фракционной кристаллизации, является фугитивность кислорода [33]. Экспериментальные исследования И. В. Лапина с соавторами [11] показали, что для толеитовых базальтов смена феннеровского тренда дифференциации на боуэновский определяется окислительно-восстановительными условиями и происходит при значительном увеличении потенциала кислорода. Рост  $fO_2$  в процессе дифференциации при образовании пород постофиолитовой ассоциации подтверждается увеличением магнезиальности клинопироксена в кварцевых диоритах (см. табл. 4). Непрерывное окисление магматической системы может происходить либо в результате селективной диссипации водорода (возникающего при диссоциации воды в расплаве), либо при ассимиляции окисленных метасадочных пород, протекающей параллельно процессу кристаллизационной дифференциации [14]. Изотопные соотношения Sr в постофиолитовых габброидах позволяют отвергнуть второй вариант при рассмотрении причин повышенной водонасыщенности первичного расплава.

Возникновение мантийных, относительно водонасыщенных первичных магм возможно в обстановке, при которой обеспечивается дополнительный источник  $H_2O$ . Такие условия возникают в зонах сочленения океанов и континентов при переработке гидратированной океанической коры в процессе субдукции, протекающем в режиме сжатия, благоприятном для глубинной дифференциации материнского базитового расплава. Петрогеохимические особенности пород позволяют предполагать формирование постофиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциации в условиях островной дуги.

**Заключение.** Особенности минерального и химического составов пород офиолитовой и постофиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциаций свидетельствуют об их кристаллизации из расплавов мантийного происхождения при близких  $P-T$ -условиях.

Основной причиной различия между офиолитовой и постофиолитовой габбро-плагиогранитовыми ассоциациями являются различия в режиме  $fO_2$  и  $H_2O$  как при выплавлении первичных исходных расплавов, так и в процессе их эволюции, что обусловлено, вероятно, разными геодинамическими режимами при формировании этих ассоциаций.

Офиолитовые габброиды кристаллизовались из первичных расплавов, близких по составу к меланократовым толеитам, образовавшимся в режиме растяжения за счет плавления относительно сухого истощенного материала мантийного клина. Ассоциирующие с ними плагиограниты являются, вероятно, не результатом процессов дифференциации исходного для офиолитовых габброидов расплава, а, скорее всего, продуктами частичного плавления метабазитов субдуцируемой океанической плиты.

Породы постофиолитовой габбро-плагиогранитовой ассоциации возникли, вероятно, в результате фракционной кристаллизации первичных мантийных расплавов, образующихся в режиме сжатия при плавлении истощенного мантийного клина под воздействием водосодержащих флюидов.

В формационном отношении офиолитовая габбро-плагиогранитовая ассоциация распадается на две самостоятельные формации — габброидную и плагиогранитовую, что согласуется с представлениями [11] о полиформационности офиолитов, а постофиолитовая соответствует габбро-плагиогранитовой формации [16].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье.— М.: Наука, 1978.
2. Березнер О. С., Ставский А. П., Злобин С. К. Равнемезозойская вулканоплутоническая ассоциация на севере Корякского хребта // Изв. АН СССР.— 1990.— № 3.— С. 31—42.

3. Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 118—131.
4. Дагелайская Н. Н. Апортозиты Дальнего Востока: Автореф. докт. дис.— Л., 1975.
5. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. II.— М.: Мир, 1965.
6. Злобин С. К., Стаевский А. П., Березнер О. С., Мишин Д. А. Геохимические особенности магматизма Майницкой палеоостроводужной системы (Корякское нагорье) // Геохимия.— 1989.— № 1.— С. 113—124.
7. Иванов О. П. Интрузивные магматические формации Корякского нагорья // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР.— Магадан, 1979.— С. 98—113.
8. Йодер Х. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.
9. Когарко Л. Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия.— 1973.— № 10.— С. 1441—1446.
10. Куширо И., Йодер Г. С. м. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 294—299.
11. Лапин И. В., Луканин О. А., Кадик А. А. Изменение химического состава минералов и остаточных расплавов в процессе кристаллизации исландских базальтов при различных окислительно-восстановительных условиях (по экспериментальным данным) // Геохимия.— 1990.— № 12.— С. 1697—1708.
12. Леснов Ф. П., Пинус Г. В. О некоторых особенностях гетерогенных габброидных базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей на примере Анадырско-Корякской складчатой системы // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока.— Владивосток, 1976.— С. 86—92.
13. Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы.— М.: Наука, 1985.
14. Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли.— М.: Наука, 1987.
15. Минералогическая энциклопедия.— М.: Недра, 1985.
16. Пейве А. А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта.— М.: Наука, 1984. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 393).
17. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
18. Стаевский А. П., Березнер О. С., Сафонова В. Г. и др. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 3.— С. 72—80.
19. Стрижа В. Е. Геодинамические обстановки формирования магматических образований Корякского хребта // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР: Тез. докл. школы-семинара.— Магадан, 1990.— С. 212—214.
20. Стрижа В. Е., Звизда Т. В. Петрогеохимические особенности базитов офиолитовой ассоциации Тамватнейских гор (Корякское нагорье) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 6.— Новосибирск, 1991.— С. 117—130.
21. Тильман С. М., Белобжеский С. Г., Чехов А. Ф. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.— С. 5—28.
22. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов.— М.: Наука, 1975.
23. Ферштатер Г. Б. Эмпирический плагиоклаз — роговообманковый барометр // Геохимия.— 1990.— № 3.— С. 328—335.
24. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин.— М.: Недра, 1989.
25. Шарков Е. В. Петрология магматических процессов.— М.: Недра, 1983.
26. Vezzalova L., Girolamo P. Magma affinities and fraction trends in ophiolites // Ophioliti.— 1983.— V. 8, N 3.
27. Buchanan D. L. A combine transmission electron microscope and microprobe study Bushveld pyroxenes from the Bethal area // J. Petrol.— 1979.— V. 20, N 2.— P. 329—354.
28. Coleman R. G., Pateman Z. E. Oceanic plagiogranite // J. Geophys. Res.— 1975.— V. 80, N 8.— P. 1099—1108.
29. Good A. D. T., Moore A. C. High pressure crystallisation of the Ewara Kalka and Goose Pile Intrusions, Gile Complex, South Australia // Contrib. Miner. Petrol.— 1975.— V. 51, N 2.— P. 77—97.
30. Hollister L. S., Grisson G. C., Peters E. K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Miner.— 1987.— V. 72, N 3—4.— P. 231—239.
31. Hawthorne F. C. The crystal chemistry of the amphiboles // The Canadian mineralogist.— 1983.— V. 21, p. 2.— P. 173—185.
32. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // Miner. Mag.— 1978.— V. 42, N 6.— P. 533—563.
33. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma // Amer. J. Sci.— 1959.— V. 257, N 9.— P. 609—647.

## МАГМАТИЧЕСКАЯ АДВЕКЦИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ

Приводятся физическое обоснование проявления магматической адвекции, характеристика разномасштабных типоморфных структур, предлагаются модели адвективного структурообразования. На основании анализа геолого-геофизических данных и распространённости гранитоидов на территории Верхояно-Чукотской складчатой области выделяются площади с вероятным действием значительных по масштабам адвективных процессов.

Верхояно-Чукотской складчатой области свойственна значительная неоднородность. Внутри нее обособляются крупные срединные массивы (Охотский, Омолонский, Восточно-Чукотский) блокового строения, обрамляемые складчатыми системами. Последние также неоднородны, в их составе различаются зоны линейной, в том числе приразломной, и брахиформной складчатости. Зачастую наблюдаются плавные завороты, аномальные отклонения в простираии складчатых структур вплоть до поперечных к предполагаемому направлению горизонтального сжатия. Эти особенности свидетельствуют о разнообразии ориентировок тектонических напряжений внутри складчатых систем, обусловленности их местными причинами. В этой связи для расшифровки структуры представляется важным выявление локальных источников напряжений и оценка их роли в формировании складчатых дислокаций.

Одним из таких источников напряжений может являться процесс адвективного движения масс. Дислокации, сопровождающие это движение, выделены Ю. А. Косыгиным [5] в качестве самостоятельного интруктивного типа. В их составе различаются группы дислокаций, связанные с перемещением осадочных пород и с движением магматических масс.

Механизм адвективного и связанного с ним гравитационного (седиментационного) структурообразования обоснован математическим и физическим моделированием [3, 8]. При этом в разработанных моделях за счет инверсии плотности реализуются все виды тектонических движений, в том числе и горизонтальные с формированием складчато-надвиговых структур. Опыт выделения «внутренней» (адвекционной) составляющей складчатых структур Кавказа [11], по мнению В. Е. Хаина [17], подтверждает ее существование наряду с внешним тангенциальным сжатием.

Для Верхояно-Чукотской области влияние процессов магматической адвекции на формирование складчатых структур впервые было уловлено Б. А. и Л. А. Снятковыми [14, 15]. Дальнейшего развития эти представления до последнего времени [6] не получали, хотя в завуалированном виде предполагались при изучении отдельных структур [2, 13]. В связи с этим, учитывая малую изученность данного явления в регионе, представляется необходимым, прежде всего, физическое обоснование адвекции; выявление ее геолого-структурных признаков и описание типоморфных адвекционных структур.

Благоприятным фактором проявления процессов адвекции в Яно-Колымской системе является повышенная пластичность пород отдельных частей разреза верхоянского комплекса, насыщенных пачками глинистых и углисто-глинистых сланцев. Кроме того, значительное снижение вязкости толщ происходило при регионально-контактовом метаморфизме и формировании минеральных парагенезисов его регрессивной стадии, приносое летучих и расширении выделяющейся в поры конституционной воды преобразующихся минералов. Такое реологическое состояние толщ распространяется, по-видимому, до глубин в 7—8 км, отвечающих, по

данним ГСЗ [12], основанию верхоянского комплекса, к которому приурочены раздел физически разнородных слоев земной коры и уровень формирования позднемезозойских гранитоидных массивов.

В этом интервале глубин источниками тектонических напряжений могут быть уверенно выделяемые разномасштабные литологические и магматические инверсии плотности. Литологическая инверсия обнаруживается пока что только в пределах Аяя-Юрхского антиклинория, где пониженной плотностью ( $2,58-2,61 \text{ г/см}^3$ ) обладают отдельные преимущественно нижние глинисто-сланцевые горизонты перми мощностью до 2—3 км.

Магматическая инверсия плотности имеет значительно большие масштабы, ее создают малоплотные ( $2,56-2,63 \text{ г/см}^3$  на фоне  $2,67-2,73 \text{ г/см}^3$ ) гранитоиды, занимающие, по геолого-геофизическим данным, до 50 % объема Яно-Колымской системы. Совместно с гранитоидами Чукотской системы они образуют единую гранитоидную мегаструктуру [12]. Внутри мегаструктуры тела гранитоидов группируются либо в изометричные магматические ареалы, либо в линейные магматические пояса. Эти структурно-морфологические группы массивов, связанные между собой переходами, по количественным расчетам гравитационных аномалий, имеют в разрезе уплощенную форму и мощность до 8—12 км. Вмещающие породы над ними представляют достаточно тонкий надинтрузивный слой, достигающий максимальной мощности в 6—7 км лишь в «провисах» кровли.

Реализация энергетического потенциала магматических масс на фоне реологической прочности пород вмещающей рамы порядка 1—80 МПа идет различными путями в зависимости от их фазового состояния. В твердом состоянии происходит всплывание легких интрузивных масс, видимо, совместно с каркасом ороговированных пород, что детально изучено в районе хр. Черского [4]. Их давление при средней вертикальной мощности 5—8 км оценивается в 5—10 МПа [10]. В расплавленном состоянии с плотностью в  $2,2-2,3 \text{ г/см}^3$  кроме всплывания, сопровождающегося давлением в 20—50 МПа, действует магматическое давление [2, 9], достигающее 200—500 МПа. Определенный вклад вносят также объемное расширение, тепловой фронт и флюидный поток. По данным А. П. Соболева [16], общее перемещение интрузий по вертикали в Яно-Колымской и Чукотской системах оценивается в 2—5 км. Следует отметить, что динамическое воздействие наиболее энергетически активных интрузивных масс в пластическом состоянии обычно недооценивается, поскольку наблюдения ведутся, в основном, за секущими интрузивными контактами, характеризующимися низкие температуру и давление конца кристаллизации [7]. Они в большинстве случаев наложены на структуры, уже созданные в результате опережающего динамического давления расплавленной магмы. Поэтому при анализе соотношений тектонических структур с магматическими телами во внимание принималась, в основном, не форма интрузивных контактов, а общая морфология тел, магматических ареалов, определяющая контуры фронта динамического давления на вмещающую пластическую среду.

В связи с изложенным, важное значение приобретают геофизические данные, поскольку объемная морфология гранитоидных тел уверенно определяется при количественной интерпретации аномалий поля силы тяжести, а особенности строения складчатых структур находят отражение в магнитном поле. В частности, для Яно-Колымской системы установлена [6] корреляция (с коэффициентом 0,9 при  $N = 189$ ) изолиний магнитного поля с простиранием пород, а приуроченность положительных аномалий либо к замкам складок, либо к перегибам пластов пород позволяет оценивать степень напряженности складчатости.

Анализ глубинного строения структур с разными типами дислокаций выявил региональную пространственную приуроченность районов брахиформной складчатости к изометричным или слабо вытянутым магматическим ареалам либо к относительно амагматичным площадям. Линейные

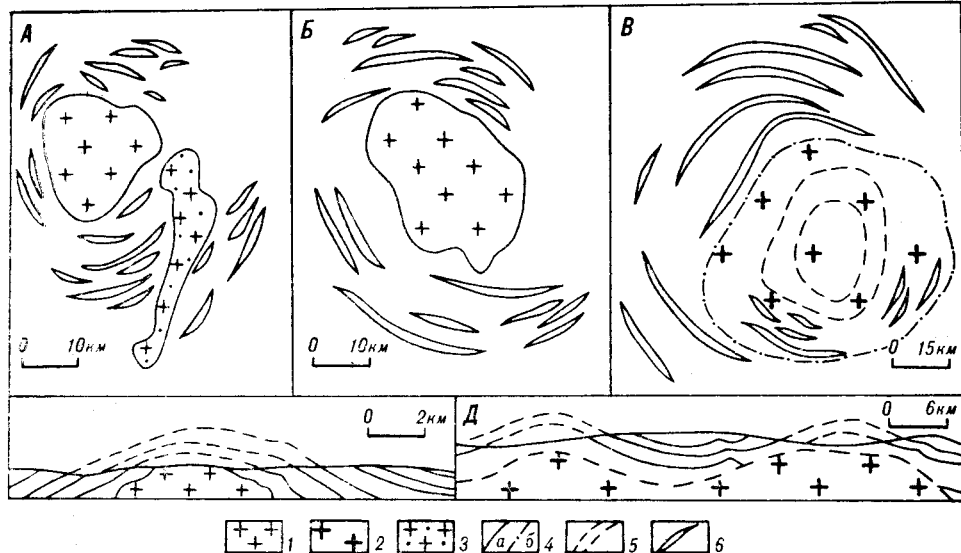


Рис. 1. Соотношение массивов гранитоидов и вмещающих осадочных толщ: А — В — в плане, Г, Д — в разрезе: А — Среднебуудинский, Б — Бохапчинский, В — Килганинский, Г — Мякитский, Д — Паутовский массивы.

1, 2 — раннемеловые граниты (1 — обнаженные, 2 — нескрытые); 3 — позднемеловые граниты; 4 — границы массивов, прослеженные (а) и выявленные по геофизическим данным (б); 5 — предполагаемые слои осадочных пород в плане и на разрезах; 6 — оси линейных складок.

дислокации, в свою очередь, тяготеют к краевым зонам линейных магматических поясов и к межпоясовым пространствам.

В пределах рассматриваемого в качестве эталонного района брахиформной складчатости слабо эродированного Балыгычанского поднятия обнаруживается большое число однотипных зонального строения купольных структур, приуроченных как к мелким (до 10 км в поперечнике) и более крупным (30—40 км) вскрытым или погруженным интрузивам, так и к обобщенным очаговым структурам диаметром 60—70 км (рис. 1). Они могут быть зачислены в разряд тектонотипов адвекционных структур, сформировавшихся при вертикальном («штамповом») давлении магматических масс и горизонтальном воздействии на уровне боковых граней очага. В надынтрузивных зонах структур наблюдаются брахиформные складки, подобные пологим формам кровли интрузивных тел, для краевых зон, экзоконтактов крупных интрузий и очаговых структур характерна обтекающая дуговая линейная складчатость, зачастую с запрокинутыми к периферии осевыми плоскостями. Наблюдения за особенностями и параметрами дислокаций толщ позволяют предполагать сределенную пропорциональную зависимость ширины зон динамического влияния отдельных интрузий и очаговых структур от их латеральных размеров.

«Штамповое» воздействие разрозненных гранитоидных массивов, выраженное в формировании купольных структур, отмечается в регионе повсеместно. Такие структуры связаны с Верхнебалыгычанским, Мылгинским, Сусуманским, Мяндржинским массивами в Яно-Колымской системе, с Неттевеевским, Гытойпинским, Северным, Велиткенайским массивами в Чукотской системе, подобные примеры можно продолжать и далее.

Приуроченность нескрытых гранитоидных массивов к ядерным частям куполовидных антиклиналей устанавливается по обширным ореолам контактово-метаморфизованных пород и количественным расчетам гравиметрических аномалий. Интерпретируемые контуры и морфология Паутовского погребенного массива почти полностью соответствуют конфигурации Оротуканской горстовидной антиклинали и положению слоев пермских отложений (см. рис. 1). Показательно в этом отношении небольшое Кюель-Сиенское поднятие, находящееся на юго-востоке Яно-Колымской системы. Контуры расположенного на глубине массива грани-



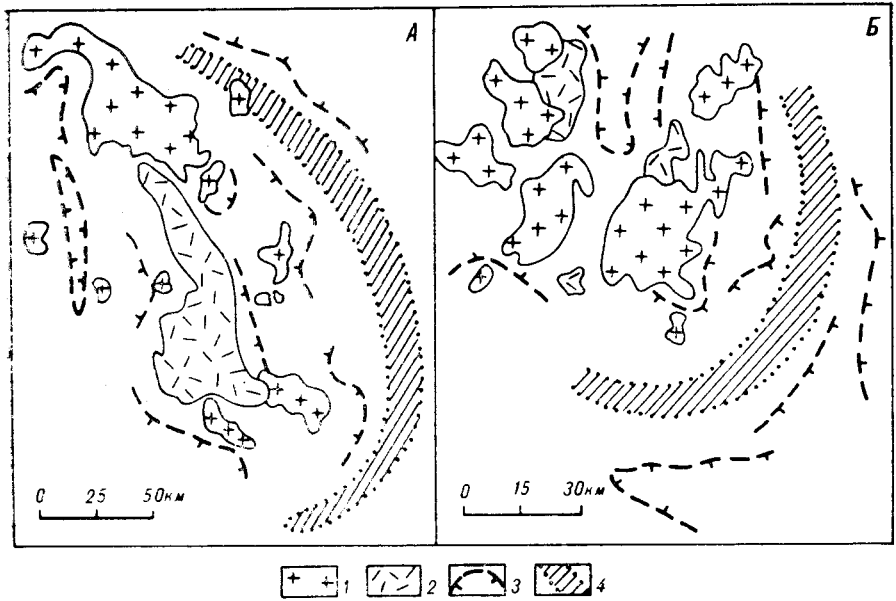


Рис. 2. Схемы строения магматических ареалов Верхнеиндигирской (А) и Алярмаутской (Б) сводообразных структур.

1 — гранитоидные массивы, 2 — субвулканические тела и поля вулканитов, 3 — простираение осадочных толщ с указанием наклона слоев, 4 — зоны повышенной дислоцированности толщ.

тоидов практически повторяют очертания свода с обнажающимися верхнепермскими и нижнетриасовыми толщами.

Согласованность складчатых дислокаций с контурами гранитоидных массивов и очагов магматизма проявлена и в пределах крупных изометричных Верхнеиндигирской и Алярмаутской сводообразных структур, отличающихся значительным эрозионным срезом. Здесь в падынтрузивных зонах многочисленных массивов наблюдаются относительно пологие залегания пород, сменяющиеся конформными их обобщенным границам дугообразными зонами линейной складчатости и повышенной трещиноватости. Далее, по мере снижения динамического влияния магматических ареалов, складчатость вновь упрощается (рис. 2).

Крупные магматические ареалы и пояса сопровождаются значительными по ширине зонами складчатых и разрывных дислокаций, обусловленных расширением очагов и проявляющейся в результате прогресса дилатацией осадочных толщ.

Для расшифровки особенностей складчатости интерес представляют площади сближенных ареалов, их совместного динамического воздействия. Примером могут служить Балыгычанский и расположенный севернее Прикольымский магматические ареалы и разделяющие их относительно амагматичные Сугойский и Иньяли-Дебицкий синклиналии. По ограничениям ареалов прослеживается смена присущей им брахиформной складчатости или складчато-блоковых дислокаций на линейную, согласную с простираением границ ареалов, более напряженную складчатость. На разрезах, построенных на основе количественной интерпретации аномалий поля силы тяжести и данных геологического картирования, видна зависимость степени напряженности складчатости от расстояния между магматическими ареалами. Для ограниченной ареалов характерна клиновидная в разрезе форма с разным наклоном острия клина, смещенного к кровле или подошве. В зависимости от направления и крутизны выклинивания магматической линзы изменяются положение зеркала складчатости и направление запрокидывания осевых плоскостей складок, а также наклон поверхностей сместителей взбросо-надвигов в смежных синклиналиях структурах и ширина зон аномальной складчатости (рис. 3).

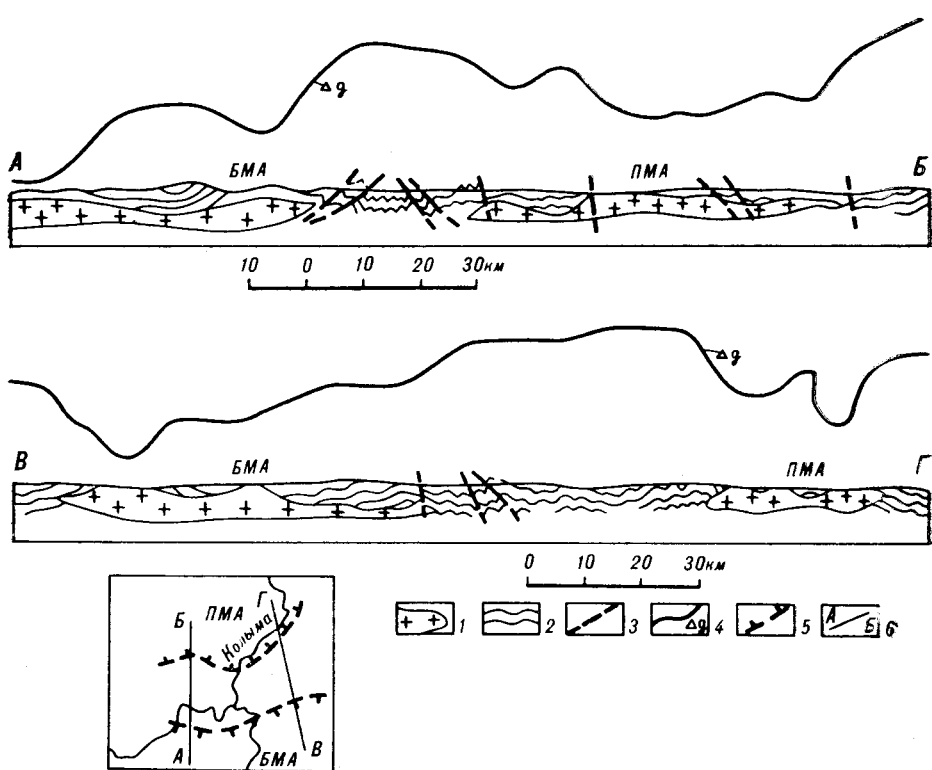


Рис. 3. Геолого-геофизические профили в бассейне Колымы через зону сближения Балыгычанского (БМА) и Приколымского (ПМА) магматических ареалов. Масштабы горизонтальный и вертикальный равны.

1 — магматические ареалы, 2 — слои осадочных толщ, 3 — разрывные нарушения, 4 — графики уровня поля силы тяжести. На врезке: 5 — границы магматических ареалов, 6 — расположение профилей.

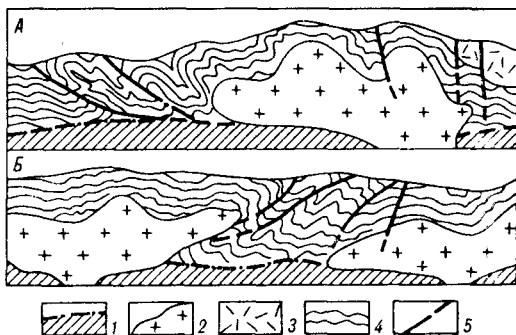
В структурах, сопряженных с линейными магматическими поясами, проявляются те же признаки динамического влияния гранитоидов на вмещающие толщи. В надынтрузивных зонах преобладают пологие дислокации, осложненные дополнительными более мелкими складками между выступами интрузий. В удаленных экзоконтактах гранитоидных тел формируется согласная их обобщенным границам линейная складчатость. В качестве эталонов таких структурных обстановок можно привести данные по районам Куларского, Буркандинского, Чьорго, Непкальского массивов Главного пояса гранитоидов [15]. В относительно жестких краевых антиклинориях Яно-Колымской системы спокойное залегание толщ по мере приближения к гранитоидным массивам сменяется мелкоблоковым субконцентрическим строением. Сходные структурные обстановки свойственны, по-видимому, также Полоусненскому и Тайгоносско-Анадырскому магматическим поясам.

Анализ особенностей типоморфных структур магматической адвекции показывает, что ранг формирующихся структур определяется объемом магматических пород и их внутренней морфоструктурной организацией. Механизм же их формирования в общих чертах не зависит от масштаба структур, а подчиняется морфологии фронта динамического давления, который, естественно, более дифференцирован вблизи магматических масс. Именно это и предопределяет вертикальную и латеральную структурную зональность и морфологию складок.

Полученные в ходе исследования данные позволяют создать принципиальные модели для обособленных (рис. 4, А) и взаимодействующих (рис. 4, Б) линейных и изометричных магматических ареалов. В первом случае наряду со структурными особенностями складчатых сооружений показано появление сопряженной компенсационной впадины как реакции

Рис. 4. Модели адвекционных складчатых структур, связанных с действием магматических линейных поясов (А) и изометричных ареалов (В).

1 — кристаллический фундамент, 2 — гранитоидные тела, 3 — вулканы компенсационных впадин, 4 — складчатые осадочные толщи, 5 — разрывные нарушения.



на «всплытие» гранитоидов. Такое соотношение предполагается для Главного пояса гранитоидов и Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса.

Обособленную группу составляют относительно «пассивные» к вмещающим толщам позднемеловые гранитные массивы, сформировавшиеся в декомпрессионных условиях ослабленных зон тектономагматической активации и некоторых вулканотектонических структур. В результате их быстрого подъема вмещающие толщи ведут себя как квазихрупкое тело, что и предопределяет, в основном, блоковые дислокации, в том числе и за счет изостатической компенсации. Секундное положение по отношению к складчатым структурам иллюстрирует, например, массив позднемеловых гранитов Глухарь в отличие от соседнего раннемелового Среднебуяндинского массива (см. рис. 1).

Изложенные данные по физическому обоснованию адвекции и фактический материал по типоморфным адвекционным структурам показывают существенный вклад этих процессов в формирование структуры Верхояно-Чукотской области, проявление их на разных иерархических уровнях.

На локальном уровне действие адвекции ограничивается формированием «штамповых», купольных и антиклинальных структур с относительно слабо деформированными сводами и сложными периклинальными зонами. К региональному уровню относится образование изометричных сводообразных и линейных валлообразных поднятий, обязанных действию концентрированных магматических ареалов и поясов. Поверхности этих антиклинальных структур представляют собой серии брахиформных (куполовидных) антиклиналей с обнажающимися и нескрытыми гранитоидными массивами в ядрах. Они обрамляются и разделяются конформными им системами линейных обычно дугообразных в плане складок. Фронтальные части ареалов и поясов сопровождаются зонами напряженных, часто запрокинутых складок и взбросоадвигов, фиксирующих горизонтальные перемещения пакетов пород.

Поверхности смещения приурочиваются к основанию магматических ареалов, где возникают условия аномальной пластичности вещества горных пород [4]. Существование таких горизонтов в настоящее время подтверждается результатами МТЗ в бассейне Колымы на глубине 15—25 км [16]. Амплитуда горизонтального перемещения при этом может достигать 30—40 км, составляя 10—25 % от линейных размеров магматических ареалов [7].

В соответствии с распространенностью гранитоидов в земной коре Верхояно-Чукотской области [12, 15] с существенной долей условности можно выделить площади с участием преимущественно вертикальных или горизонтальных адвективных движений, которые охватывают примерно половину территории области (рис. 5). На остальных площадях влияние адвекции ограничено или маловероятно, складчатые структуры здесь сформированы, главным образом, в результате горизонтального сжатия и приразломных деформаций. Определение природы складчатых дислокаций в каждом конкретном случае требует полевых структурных наблюдений.

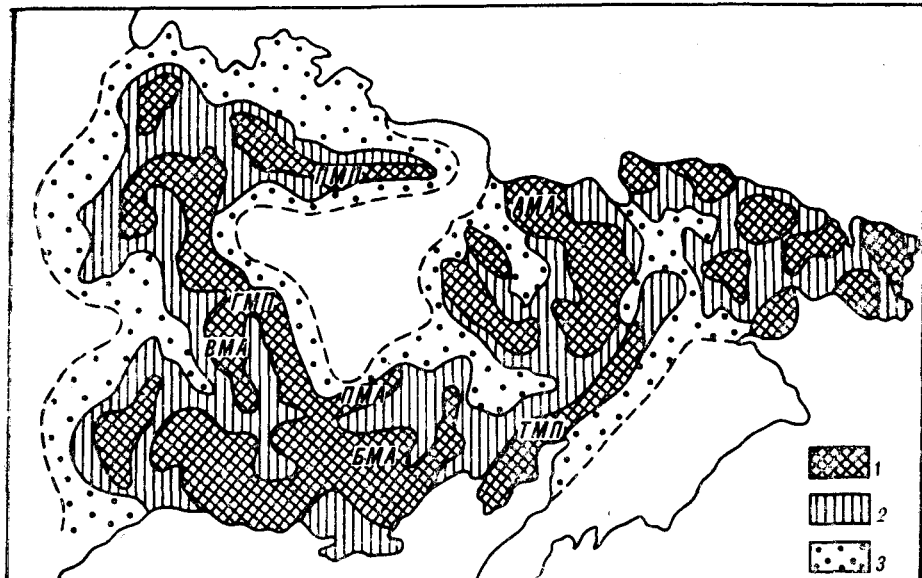


Рис. 5. Схема размещения площадей проявления магматической адвекции в Верхояно-Чукотской области на основе данных Н. П. Романовского [12].

1 — центральные части магматических ареалов и поясов с проявлением преимущественно вертикальных движений, 2 — краевые зоны магматических ареалов и поясов с преобладанием латеральных перемещений, 3 — площади ограниченного проявления адвекции. Магматические ареалы: БМА — Балыгычанский, ПМА — Приколымский, ВМА — Верхнеиндигирский, АМА — Алярмаутский; магматические пояса: ТМП — Главный, ПМП — Полоусненский, ТМД — Тайгонесско-Анадырский.

В целом предложенная модель верхнекоровой магматогенной адвекции, по нашему мнению, является логическим продолжением двухъярусной тектоники плит [18] на высших иерархических уровнях. При этом роль вязкопластичного слоя поверхности смещения отводится слою гранитоидов, вертикальный уровень развития которых определяется границей выравнивания магматического и литостатического давлений (10—15 км), а латеральное распространение — границами гранитогнейсового диапира. Направление горизонтальных перемещений различно и в общем подчинено субконцентрической организации магматогенной мегаструктуры.

Таким образом, представляется, что внутренняя структура складчатых систем Верхояно-Чукотской области определяется как общим внешним тангенциальным сжатием и приразломными шовными дислокациями, так и внутренними локальными, в основном, магматогенными адвективными движениями. Дальнейшая разработка и уточнение этих достаточно общих представлений позволит, по нашему мнению, подойти к более надежному обоснованию разномасштабных рудоносных магматогенных (очаговых) структур, выделению рудоконтролирующих зон их обрамления и расшифровке особенностей связанных с ними рудных районов, узлов и полей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов С. О. Слон парадоксального состояния геологической среды // Сов. геология. — № 4. — 1990. — С. 92—101.
2. Гельман М. Л. Позднемезозойские малые интрузии Западной Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. — Магадан: Кн. изд-во, 1964. — С. 159—173.
3. Гутерман В. Г. Моделирование геологических структур с применением центрифуги // Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). — М.: Наука, 1983. — С. 263—290.
4. Измайлов Л. И., Соболев А. П., Шахтыров В. Г. О роли гранитоидных плутонов в формировании рельефа горной системы Черского // Геологические исследования на Северо-Востоке СССР/СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1975. — С. 162—169.

5. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники.— М.: Недра, 1974.
6. *Кошкарев В. Л., Кузнецов В. М.* Роль адвективного механизма структурообразования в Яно-Кольмской системе // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР/СВФНИИ ДВО АН СССР.— Магадан, 1990.— С. 112—115.
7. *Леонтьев А. Н.* Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики.— М.: Наука, 1982.
8. *Методы моделирования в структурной геологии.*— М.: Наука, 1988.
9. *Орловецкий Ю. П.* Проблема пространства при внедрении глубинных магматических диапиров // Геофизич. журнал.— 1983.— Т. 5, № 4.— С. 64—70.
10. *Рейнлиб Э. Л.* Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.— С. 23—30.
11. *Рогожин Е. А., Шолло В. Н.* Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника.— 1988.— № 5.— С. 79—93.
12. *Романовский Н. П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1987.
13. *Рудич К. Н.* Геологические и структурные особенности хребта Сарычева // Колыма.— 1957.— № 1.— С. 33—37.
14. *Снятков Б. А.* Основные черты структуры северной части Верхоянского мегантиклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 13.— Магадан: Кн. изд-во, 1958.— С. 3—20.
15. *Снятков Б. А., Снятков Л. А.* О роли магматических процессов в строении структур в северо-западной части Тихоокеанского кольца // Современный вулканизм Северо-Востока.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 45—60.
16. *Соболев А. П.* Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности.— М.: Наука, 1989.
17. *Хаин В. Е.* О главных факторах складкообразования // Геотектоника.— 1987.— № 4.— С. 122—123.
18. *Хаин В. Е., Лобковский Л. И.* Об особенностях формирования коллизонных орогенов // Там же.— 1990.— № 6.— С. 20—31.

*ПГО Севостгеология  
Магадан*

*Поступила в редакцию  
30 июня 1992 г.*

УДК 551.24(571.56)

*В. В. Гайдук, О. В. Гриненко, И. Ш. Сяндюков*

## ВОЗРАСТ СКЛАДЧАТОСТИ МОМО-ЗЫРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ

Момо-Зырянская впадина существовала как единый седиментационный бассейн с поздней юры до середины миоцена включительно. Наиболее прогнутая часть бассейна все это время располагалась на месте Илинъ-Тасского антиклинория. Формирование горно-складчатого сооружения Илинъ-Тасского антиклинория началось в позднем миоцене, в это же время произошло обособление Индигино-Зырянского и Момского прогибов. Фронт ссещуивания в зоне Предгорий продвигался от антиклинория и достиг современного положения во второй половине плиоцена, в результате чего произошло обособление Предилинтасского прогиба.

В составе Момо-Зырянской впадины (МЗВ) выделяются (рис. 1) Индигино-Зырянский и Момский прогибы и разделяющий их Илинъ-Тасский антиклинорий (ИТА) [6]. Разрез МЗВ начинается оксфорд-нижневолжскими вулканогенно-осадочными отложениями (илинтасская свита и ее аналоги, рис. 2). В пределах ИТА, судя по Арга-Тасскому поднятию [1, 4, 6], илинтасская свита со структурным несогласием перекрывают более интенсивно дислоцированные отложения нижнего — верхнего палеозоя. По мере удаления от ИТА структурное несогласие в основании верхнеюрских отложений, по всей вероятности, становится все менее выраженным, поскольку на Алазейском поднятии и в прииньялибебинской части Тас-Хаяхтаского антиклинория оно не проявлено либо проявлено относительно слабо [1, 4 и др.].

ИТА сложен сложнодислоцированными с начальным квиважом в отдельных зонах, расланцованными отложениями бастахской серии. Для антиклинория характерна центробежная вергентность: в зоне сочленения с Индигино-Зырянским прогибом осевые плоскости складок и взбросы

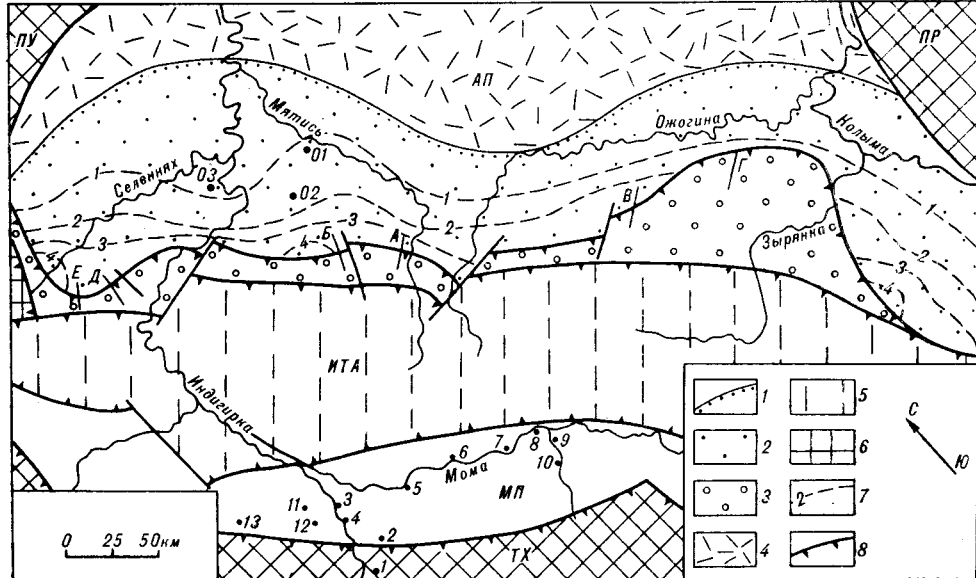


Рис. 1. Тектоническая схема Момо-Зырянской впадины.

1 — граница распространения палеоген-неогеновых отложений митисской серии (с учетом геофизических данных); 2, 3 — Индигиро-Зырянский прогиб (2 — Предлинитасский прогиб, 3 — зона Предгорий); 4 — Колымский постсреднеюрский массив (АП — Алазейское поднятие); 5 — Илин-Тасский антиклинорий (ИТА); 6 — антиклинорий, ограничивающие Момо-Зырянскую впадину (ПР — Приколымский, ПУ — Полоусенский, ТХ — Тас-Хаяхтахский); 7 — изолинии кровли верхнеюрских отложений на основе [11]; 8 — взбросонадвиговые границы. Точками (1—13) в Момском прогибе (МП) отмечено местоположение определенных отражательной способности витринита и пористости песчаников, приведенных в таблице. 01, 02, 03 — скважины Индигирской площади. А — Е — разрезы.

погружаются на юго-запад (угол 50—70°), а вблизи Момского прогиба — на северо-восток (угол 75—85°). Со смежными прогибами антиклинорий граничит по высокоамплитудным взбросам и взбрососдвигам (см. рис. 1, 3) [6].

Для Момского прогиба характерна центростремительная вергентность: осевые плоскости складок и взбросы наклонены в сторону прилегающих Илин-Тасского и Тас-Хаяхтахского антиклинориев. Ширина зон с разной вергентностью — 10—20 и 15—30 км соответственно. Вдоль

| Серия и возраст | Алазейское поднятие             | Предлинитасский прогиб скв. № 02, 03 | Зона Предгорья         |                   |                  | Илин-Тасский антиклинорий | Момский прогиб                  |
|-----------------|---------------------------------|--------------------------------------|------------------------|-------------------|------------------|---------------------------|---------------------------------|
|                 |                                 |                                      | Фронтальные пластины 1 | 2                 | Тыловые пластины |                           |                                 |
| $N_1^1 - N_2^1$ | Конгломераты < 10м              | Пески                                | Кылахская 400          | Чалкинская > 400  | 450              | Конгломераты > 100        |                                 |
| $P_3 - N_2^2$   | Глины р. Хосие > 60             | Даркылахская                         |                        | Никандийская 100  |                  | Окогочутская > 15?        |                                 |
| $P_2$           |                                 | 390-690                              | 100-1800               | Болчугская 450    |                  |                           |                                 |
| $P_1$           |                                 | Зьягандинская 190                    | 250                    | Том-торская > 500 |                  |                           |                                 |
| $K_2$           | Зфруаньы < 800                  | Саканьинская 270                     | Встречинская 60-450    |                   |                  |                           |                                 |
| АЛЬБ            | Кадямчанская 270                |                                      | Буркнемюсская 600-250  | 700               | 1300             |                           |                                 |
| АПТ             |                                 |                                      | Синяльпская 650-750    | 1500              |                  |                           |                                 |
| НЕОКОМ          |                                 |                                      | Вжэгинская > 300       | > 400             | 1200             |                           | Сялякская + ожогинская ~ 2,5 км |
| $J_3, T_2-3$    |                                 | Бастакшин                            | Аргатагская            |                   |                  | Бастакская ~ 8 км         |                                 |
| $J_2, K_1-1$    | Иккюкюнякская + абыгылская 1200 |                                      | ?                      | ?                 | ?                | Илинтаская 900            |                                 |

Рис. 2. Корреляционная схема верхнеюрско-неогеновых отложений Момо-Зырянской впадины (составлена на основе [1, 5, 8, 13, 15]).

1 — междуречье Индигирки и Зырянки, 2 — междуречье Индигирки и Селенная.



Рис. 3. Разрез Момо-Зырянской впадины по линии устье р. Уча — устье р. Камчатка — Бадярихинский выступ Алазейского поднятия.

1 — доверхнеюрский фундамент впадины, 2 — оксфорд-нижневожжские осадочно-вулканогенные отложения, 3 — средне-верхневожжские отложения бастахской серии, 4 — нижнемеловые отложения, 5 — палеоген-неогеновые отложения. ЗП — зона Предгорий, ПП — Предилинтасский прогиб. Внизу разрез Момо-Зырянской впадины по этой же линии перед началом складчатости. Разрез составлен без учета сокращения ширины ИТА. Точки соответствуют палеоглубинам погружения, рассчитанным по физическим свойствам пород, вскрывающихся на поверхности. Значения палеоглубин по меловым отложениям ИТА соответствуют данным по тыловым пластинам зоны Предгорий, поскольку меловые отложения тыловых пластин перед складчатостью залегают над отложениями бастахской серии ИТА (см. текст).

бортов прогиба углы падения слоев обычно 30—50°, в Умбинском грабене (р. Орто-Юрях) отмечается голоморфная складчатость с кливажом. Для осевой части Момского прогиба характерны пологие брахиформные дислокации (углы 10—20°).

Индиги́ро-Зыря́нский проги́б по строению аналогичен большинству прогибов, расположенных между горно-складчатым сооружением (ИТА) и плитой (Колымским постсреднеюрским массивом). Прискладчатая часть прогиба шириною 5—50 км (зона Предгорий) характеризуется чешуйчато-надвиговым строением с юго-западной вергентностью. В деформациях участвуют отложения от верхней юры до палеогена включительно (см. рис. 3, 4). Структура зоны Предгорий рассматривается в отдельной статье. Более широкая приалазейская часть Индиги́ро-Зыря́нского прогиба (назовем ее Предилинтасским прогибом), судя по геофизическим данным, слабо деформирована и характеризуется моноклиальным строением, мощность отложений здесь увеличивается в сторону зоны Предгорий (см. рис. 2, 3), на что также указывает изменение катагенеза пород [3, 17].

**Возраст складчатости Илин-Тасского антиклинория.** Основную фазу складчатости ИТА и зоны Предгорий в большинстве работ связывают с рубежом раннего и позднего мела (буоркемюсского и встречнинского времени) [7, 13 и др.]. Кроме того, выделяются самостоятельные фазы на рубеже поздней юры и раннего мела (бастахского и ожоги́нского времени) [13], в предальбское (предбуоркемюсское) время [4], на рубеже мела и палеогена [13] и в миоцене [7].

По нашему мнению, формирование горно-складчатого сооружения ИТА началось в миоцене на рубеже дыркылахского и кыллахского времени, в результате чего произошло структурное обособление Индиги́ро-Зыря́нского и Момского прогибов. До этого, начиная с поздней юры, существовал единый седиментационный бассейн, наиболее прогнутая часть которого располагалась на месте ИТА. Об этом свидетельствуют следующие данные.

1. Структурные несогласия, возраст дислоцированных и недислоцированных образований. Выделявшиеся ранее фазы складчатости обосновывались соответствующими структурными несогласиями в зоне Предгорий. Мы посетили практически все разрезы от Селеняха до Зырянки и обнаружили структурное несогласие только в основании кыллахских верхнемиоцен-плиоценовых конгломератов, да и то только в тыловых тектонических пластинах. Во фронт

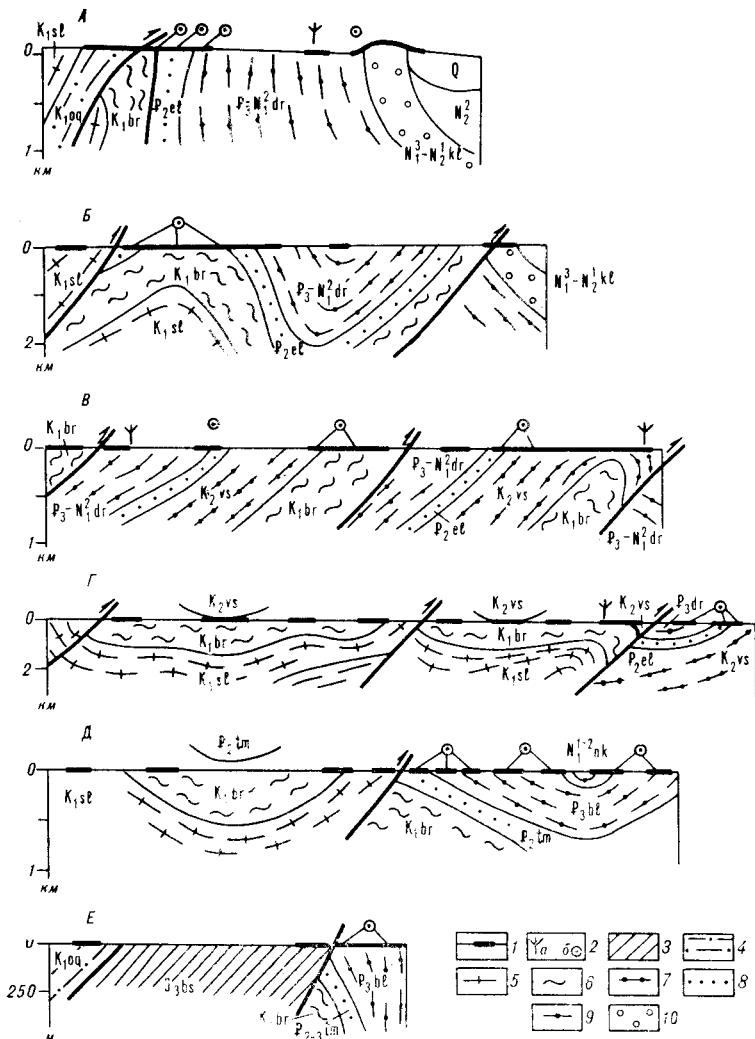


Рис. 4. Взаимоотношение верхнеюрско-нижнемеловых, верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений во фронтальных тектонических чешуях зоны Предгорий. Разрезы (вертикальный масштаб равен горизонтальному): А — р. Эльгандья, Б — р. Саканья, В — р. Илин'-Кынрайдах, Г — р. Силяп, Д — р. Никандья, Е — р. Сиянктих.

1 — обнаженные участки (в том числе и после небольших расчисток); 2 — флора (а) и спорово-пыльцевые комплексы (б), по которым есть заключения о возрасте; 3 — бастахская серия (J<sub>3</sub>bs); 4—10 — свиты: 4 — ожогинская (K<sub>1</sub>og); 5 — силянская (K<sub>1</sub>sl); 6 — буоркемюсская (K<sub>1</sub>br); 7 — встречинская (K<sub>2</sub>vs); 8 — эльгандинская (P<sub>2</sub>el) и ее возрастной аналог томторская свита (вся — P<sub>2-3</sub>, либо нижняя часть P<sub>2</sub>tm); 9 — даркылахская (P<sub>3</sub> — N<sub>1</sub><sup>2</sup>dr) и ее возрастные аналоги: болгарская (P<sub>3</sub>bl) и никандьинская (N<sub>1</sub><sup>1-2</sup>nk) либо верхняя часть томторской (P<sub>2-3</sub>tm) свиты (см. разрез Е и рис. 1); 10 — кыллахская (N<sub>1</sub><sup>3</sup> — N<sub>2</sub><sup>1</sup>kl). Отложения верхнего мела и эоцена, нарисованные над профилями, вскрываются на простирании мульд.

тальных пластинах в большинстве случаев эти отложения деформированы совместно с подстилающими.

Несмотря на распространенное представление о складчатости на рубеже позднеюрской и раннемеловой эпох, структурного несогласия между бастахской серией и ожогинской свитой ни в зоне Предгорий, ни в приинтасской части Момского прогиба никто не наблюдал, переход между ними постепенный.

Таким же проблематичным является предбуоркемюское структурное несогласие. Контакт между буоркемюской и силянскими свитами можно наблюдать в десятках разрезов от Селенныха до Зырянки, и везде



переход между ними постепенный, в том числе и там, где это несогласие изображено на карте [4]. Возможно, основанием для выделения несогласия послужило существовавшее ранее представление о наличии конгломератов в составе буоркемюсской свиты по рекам Зырянка и Гонюха [8, 12, 13]. Но в настоящее время установлено, что эти конгломераты согласно, с постепенным переходом перекрывают разрез буоркемюсской свиты и являются аналогами верхнемеловой встречнинской свиты, а их залегание среди отложений буоркемюсской свиты связано с тектоническими причинами (А. С. Филиппов и др., 1986 г.; А. С. Тараканов и др., 1988 г.).

Как уже отмечалось, в большинстве работ основная фаза складчатости ИТА и зоны Предгорий связывается с рубежом раннего и позднего мела. Это представление во всех работах основывается на единственной публикации В. А. Зимина [9], в которой выделяется несогласие в основании встречнинской свиты. Мы наблюдали контакт буоркемюсской и встречнинской свит, прекрасно вскрытый в обрывах рек Илнй-Кырайдах, Силяп (см. рис. 4), Арга-Юрях и Встречная. Во всех случаях здесь отсутствуют даже эрозионные неровности. Более того, как уже отмечалось, в бассейне Зырянки и Гонюхи переход между буоркемюсской свитой и базальной конгломератовой толщей встречнинской свиты постепенный. В. Н. Бобров и другие геологи, проводившие съемку в междуречье Кырайдах — Зырянка, также отрицают структурное несогласие в основании встречнинской свиты, основываясь на дешифрировании и изучении состава галек в конгломератах. Следует также отметить, что бытует представление о плащеобразном залегании встречнинской свиты. Наши наблюдения свидетельствуют, что во всех случаях встречнинская свита дислоцирована совместно с подстилающими отложениями, причем углы падения, как правило, превышают 30°. Иногда, как например по р. Илнй-Кырайдах, отмечается запрокинутое залегание (см. рис. 4).

Палеогеновые отложения на большей части зоны Предгорий отделены от меловых толщ взбросами и надвигами, либо контакт между ними задернован. В Кырайдах-Силяпском междуречье стратиграфическое взаимоотношение эльгандинской и встречнинской свит установлено только по р. Илнй-Кырайдах и р. Силяп (в 3,2 км ниже устья р. Ньюкучан) (см. рис. 4) (в обоих случаях возраст этих свит подтвержден флорой и спорово-пыльцевыми комплексами). Какого-либо углового несогласия между ними не отмечается, присутствуют только небольшие эрозионные неровности.

В Селеннях-Сулакканском междуречье верхнемеловые отложения отсутствуют и эльгандинская свита и ее аналоги подстилаются буоркемюсской свитой. Стратиграфический контакт после небольших расчисток удастся изучить только по р. Саканья (см. рис. 4). Признаки углового несогласия здесь отсутствуют, хотя стратиграфическое несогласие несомненно. Более того, в базальном конгломерате среди эффузивной гальки встречаются единичные обломки ярко окрашенных карбонатных конкреций и углей, которые в изобилии присутствуют в подстилающих глинах буоркемюсской свиты.

Типовые взаимоотношения палеогеновых отложений с более древними толщами в Индигиро-Селенняхском междуречье приведены на рис. 4, Д, Е. Контакт во всех случаях задернован. Такие взаимоотношения послужили основанием для выделения структурного несогласия в подошве широко распространенных здесь палеогеновых отложений. На наш взгляд, этот контакт тектонический (взбросовый), на что указывают следующие данные. В Индигиро-Сулакканском междуречье, в тех обнажениях, в которых вскрываются надвиги, характерно именно такое соотношение элементов залегания мягисской серии и более древних толщ (см. рис. 4, А). Помимо аналогии на это указывают также многочисленные мелкие взбросы и малые структурные формы, развитые как в лежачих, так и в висячих крыльях и свидетельствующие о танген-

циальном давлении со стороны ИТА. Кроме того, если бы контакт был стратиграфическим, то меловые и юрские отложения перед деформациями мятисской серии должны были залегать в запрокинутом залегании, поскольку палеогеновые отложения в настоящее время, как правило, имеют наклон 50—80° (см. рис. 4, E). И, последнее, в конгломератах мятисской серии полностью отсутствуют обломки подстилающих пород.

В зоне Предгорий известны пластовые и секущие интрузии, прорывающие отложения до буоркемюсской свиты включительно и, по радиологическим данным, относящиеся к позднему мелу [4]. Пластовые тела залегают согласно с вмещающими отложениями и слагают, как правило, моноклинали с углами 20—50°. Секущие дайки встречаются редко. Одна из них хорошо обнажена по р. Камчатка, где можно видеть нарушенность и тектоические изгибы, сопряженные с деформациями во вмещающих отложениях ожогинской свиты. Все эти данные скорее свидетельствуют о доскладчатом внедрении интрузий.

Наиболее древними отложениями, которые со структурным несогласием перекрывают чешуйчато-надвиговые деформации зоны Предгорий, являются кыллахские позднемиоцен-плиоценовые конгломераты. Причем это несогласие проявлено только в прилинтасской части зоны Предгорий (в основании конгломератов, слагающих первую предгорную гряду в междуречье Анты — Чукча) (см. рис. 2). Во фронтальной части зоны Предгорий кыллахские конгломераты перекрывают даркыллахскую свиту и заметного структурного несогласия между ними нет [3, 5], во всяком случае, залегают они одинаково круто (см. рис. 4, A), на что указывают геоморфологические признаки, а также элементы залегания в обнажениях по р. Эльгандя. Кроме того, иногда, например по рекам Аргандя, Саканья (см. рис. 4), на левобережье р. Сулаккан, на кыллахские конгломераты надвинуты меловые отложения. Все это свидетельствует о послекыллахских чешуйчато-надвиговых деформациях во фронтальной части зоны Предгорий.

В Момском прогибе вблизи ИТА вскрываются верхнеюрские и нижнемеловые отложения, за исключением р. Окогочут, где известны аналоги даркыллахской свиты, которые также интенсивно деформированы. Деформации свидетельствуют о давлении со стороны ИТА [10].

Как известно, в пределах ИТА дислоцированные отложения бастахской серии прорываются позднемеловыми пластовыми и секущими дайками [4]. В междуречье Делькю — Чечелюгон, где преобладают пластовые тела, хорошо видно, что они смяты вместе с вмещающими породами и по ним, как отмечает В. И. Сорокин, проводивший здесь геологическую съемку, можно картировать складки, т. е. эти тела явно доскладчатые. В междуречье Кыллах — Мятис пластовые тела (мощностью 1—5 м) также повторяют складки с амплитудой первые метры, что можно видеть в верховьях р. Саканья. Сложнее решается вопрос с многочисленными в этой зоне секущими дайками (они субпараллельны простиранию складок, но секут слоистость). Э. Н. Климов и др. (1980 г.) считают, что эти тела приурочены к взбросам и являются соскладчатыми и даже частично послескладчатыми, потому что они секут слоистость, менее деформированы и в них отсутствует кливаж. Наши наблюдения свидетельствуют о следующем. У секущих даек иногда наблюдаются пластовые апофизы, согласно деформированные с вмещающими породами. Более слабая деформация секущих даек, на наш взгляд, связана с тем, что они, во-первых, залегают субпараллельно осевой плоскости складчатости, которая здесь имеет юго-западную вергентность при наклоне около 70° (дайки перед складчатостью, вероятно, были субвертикальными), и, во-вторых, сложены более компетентными породами, чем вмещающие алевриты и аргиллиты (песчаниковые пачки здесь также менее деформированы, в них отсутствуют мелкие складки). Вероятно, по этим же причинам в секущих телах отсутствует кливаж, хотя в маломощных пластовых апофизах, а также в приконтактных частях некоторых полого-

секущих даек он есть, но преломляется и более редкий (как в песчаниках). Эти же причины могли предопределить приуроченность взбросов к дайкам, а не наоборот. Об этом свидетельствует также отсутствие у даек экзоконтактов, вдоль их поверхности наблюдаются непрерывные зеркала скользяния, сами дайки смещены по мелким взбросам, нередко будинированы. О доскладчатом формировании интрузивных тел может также свидетельствовать сильная вторичная измененность (они карбонатизированы, серпентинизированы и хлоритизированы, потери при прокаливании составляют от 9 до 14 %, в среднем 12 % по 16 анализам, тогда как в зоне Предгорий эти потери составляют 2—4 %).

Наиболее древними отложениями, перекрывающими складчатую структуру ИТА, являются пески и конгломераты чалкинской свиты, вскрывающиеся на побережье р. Селенных между устьями рек Ненеске и Берелех. Ранее эти отложения относились к томторской свите [4], но здесь был найден орех и выделены спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о позднемиоценовом возрасте (определения В. П. Никитина и А. Ф. Фрадкиной).

Таким образом, прямые признаки свидетельствуют, что складчатость в ИТА и в тыловых пластинах зоны Предгорий произошла после внедрения позднемиоценовых даек, но до накопления позднемиоценовых конгломератов. Во фронтальной части зоны Предгорий интенсивно деформированы отложения до кыллахской свиты включительно.

2. Состав обломочных пород, источники сноса. Для того, чтобы выяснить, на каком стратиграфическом уровне появляются продукты размыва ИТА на всей площади и по всему разрезу, изучался галечный материал. При этом специально отбирались обломки, напоминающие породы бастахской либо зырянской серии, а затем изготавливались шлифы (350 шт.). По результатам этого анализа следует, что обломки нижнемеловых и верхнеюрских пород впервые появляются в конгломератах кыллахской свиты и ее аналогов. В верхнемеловых и палеогеновых отложениях обломки местных пород отсутствуют, за исключением упоминавшегося случая по р. Саканья. Галька представлена, в основном, эффузивами, туфами, силицитами и прозрачным кварцем. Эффузивная галька Индигиро-Зырянского междуречья по составу аналогична меловым вулканитам Алазейского пагорья (заклчение В. И. Соловьева), в Индигиро-Селенныхском междуречье, кроме того, встречается галька оксфорд-нижневоляжских эффузивов. В междуречье Джолоткич — Мятис обращают на себя внимание фтаниты, которые, по данным Ф. Ф. Третьякова, характерны для метаморфического комплекса Бадярихинского выступа. Доля осадочных обломков увеличивается по мере приближения к р. Селенных (в междуречье Зырянка — Индигирка установлены лишь единичные обломки, тогда как в междуречье Селенных — Кюбергения на их долю приходится до 10 %). По составу и главным образом по более значительной преобразованности эти породы (песчаники и алевролиты) явно отличаются от верхнеюрско-нижнемеловых пород МЗВ, они, например, содержат заметное количество новообразованного биотита. Установлено лишь два обломка (руч. Коричневый и р. Саканья, эльгандинская свита), похожих на песчаники бастахской серии. В этой связи следует отметить, что на приалазейском склоне Предилинтасского прогиба в пределах высокоамплитудных структур мятисская серия перекрывает отложения до иккиконяхской свиты включительно (скв. 272-03, пос. Кюбергения), поэтому присутствие в конгломератах единичных обломков верхнеюрских и нижнемеловых пород с преобразованностью не выше МК4 вполне допустимо. Отсутствие обломков пород ИТА в верхнемеловых и палеогеновых конгломератах отмечалось и ранее (В. Н. Бобров и др., 1985 г.; Э. Н. Климов и др., 1985 г.; [18]). Продукты размыва ИТА отсутствуют также в нижнемеловых обломочных породах Индигиро-Зырянского и Момского прогибов. Как было показано В. И. Копорулиным [12], эти отложения формировались за счет размыва Алазейского поднятия и Черско-Полоус-

ненской зоны. В заключение отметим, что обломки пород зырянской серии встречаются (до 30 %) в конгломератах кыллахской свиты первой предгорной гряды, расположенной вблизи ИТА, что может свидетельствовать о былом распространении нижнемеловых отложений в пределах этого антиклинория.

3. Изменение мощности. В литературе неоднократно указывалось на региональное увеличение катагенетической преобразованности органического вещества и пород зоны Предгорий по мере приближения к ИТА [14, 17]. Судя по отражательной способности витринита, а также по уплотнению пород, мощность нижнемеловых отложений в тыловых пластинах почти в два раза больше, чем их мощность во фронтальных пластинах [3]. При этом, если во фронтальных пластинах буоркемюсская свита перекрывалась осадками мощностью примерно 2,5 км, что совпадает с реально наблюдаемой мощностью верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений, то в тыловых пластинах эта мощность составляла примерно 3,5 км [3, 17]. Так, по рекам Силяп и Встречная непосредственно под встречнинскими конгломератами угли буоркемюсской свиты преобразованы до начала длиннопламенной стадии, а вблизи устья р. Грозная уже до середины газовой стадии. В пределах ИТА [14] углистые включения бастахской серии преобразованы до антрацитового стадии. Песчаники из самой верхней части разреза бастахской серии (аргатасской свиты), вскрывающиеся непосредственно возле зоны Предгорий, имеют пористость 2—5 % (в среднем 3 %). В осевой части антиклинория (верховья р. Кыллах) пористость аргатасских песчаников уже меньше 2 % и плотность 2,73 г/см<sup>3</sup>. Эти данные свидетельствуют о погружении кровли бастахской серии ИТА глубже 6,5 км [3].

Степень катагенетической преобразованности пород Момского прогиба также увеличивается при приближении к ИТА. Вблизи Тас-Хаяхтахского антиклинория (реки Тихон-Юрях, Индигирка) песчаники из верхов бастахской серии и низов ожогиной свиты имеют среднюю пористость 8—9 %, угли преобразованы до стадии Ж1, в приосевой части (р. Дэлигдэ) — 6—7 % и Ж3, а вблизи ИТА (правобережье р. Мома) — 3—4 % и ОС-ПА (см. таблицу). Эти данные в соответствии с градиентами, полученными для зоны Предгорий, свидетельствуют о погружении кровли отложений бастахской серии на глубину примерно 4 км, 4,5 км и 5,5—6,5 км соответственно.

Таким образом, палеотермометры и палеобарометры свидетельствуют об увеличении мощности нижнемеловых и перекрывающих их отложений по мере приближения к ИТА. Наиболее прогнутая часть МЗВ, по этим

**Пористость песчаников и отражательная способность витринита верхнеюрско-нижнемеловых отложений Момской впадины**

| Место отбора     | Стратиграфическая привязка                | Пористость, % | Ra   |
|------------------|---|---------------|------|
| 1. Р. Уча        | Верхи бастахской серии                    | —             | 8,4  |
| 2. Р. Тихон-Юрях | Низы ожогиной свиты                       | 8             | 8,5  |
| 3. Р. Индигирка  | Средняя часть бастахской серии            | 5             | 11,1 |
| 4. Р. Индигирка  | Верхи бастахской серии                    | 8             | 9,4  |
| 5. Р. Мома       | Средняя часть ожогиной свиты              | 5             | 10,0 |
| 6. Р. Мома       | Граница бастахской серии и ожогиной свиты | 6             | 11,0 |
| 7. Р. Мома       | То же                                     | 3             | 11,6 |
| 8. Р. Мома       | »   | —             | 9,0  |
| 9. Р. Дэлигдэ    | »   | 7             | 8,9  |
| 10. Р. Дэлигдэ   | Силяпская свита                           | 11            | 8,3  |
| 11. Р. Буор-Юрях | Верхи ожогиной свиты                      | 8             | 10,5 |
| 12. Р. Буор-Юрях | Граница бастахской серии и ожогиной свиты | 6             | 10,5 |
| 13. Р. Орто-Юрях | То же                                     | 3             | 11,1 |

Примечание. Положение мест отбора см. на рис. 1.

данным, располагалась на месте ИТА, кровля бастахской серии погружалась здесь глубже 6,5 км, что явно противоречит представлениям о начале формирования и размыве антиклинария начиная с раннего мела.

4. Структурные взаимоотношения. Об отсутствии фаз складчатости между накоплениями нижнемеловых, верхнемеловых и палеогеновых отложений свидетельствует также анализ структуры зоны Предгорий по методике сбалансированных разрезов и связанных разломов. Деформации смежных тектонических пластин являются сопряженными и отвечают последовательным актам сдвигания, фронт которого продвигался от тыловых пластин к фронтальным. Этому не противоречит также совпадение полей напряжений, реконструированных по трещиноватости и малым формам [2]. Реконструкция чешуйчато-надвиговой структуры зоны Предгорий по методике сбалансированных разрезов свидетельствует, что меловые отложения, слагающие тыловые пластины зоны Предгорий, до складчатости залегали над Илинь-Тасским грабеном. В процессе сжатия, вызвавшего сокращение ширины грабена почти в 2,5 раза, на что указывает анализ деформаций бастахской серии, нижнемеловые и перекрывающие их отложения были «выжаты» на смежную территорию зоны Предгорий, т. е. эти данные свидетельствуют о былом распространении меловых отложений над территорией ИТА.

**Возраст деформации бортов Момо-Зырянской впадины.** Как известно, основная фаза позднемезозойской складчатости Черско-Полоусненской системы произошла в конце неокома: в интенсивных деформациях еще участвуют отложения бастахской серии и низов ожогинской свиты (например, по р. Уча), но уже апт-альбские отложения Дьяктардахского вулканического поля перекрывают складчатую структуру. О горообразовании в этом регионе свидетельствуют пачки нижнемеловых конгломератов, вскрывающиеся вдоль юго-западного борта МЗВ и сложенные обломками верхнеюрских эффузивов, а также гранитов [12]. Конгломераты появляются в отложениях ожогинской свиты (реки Тихон-Юрях, Селеннях и др.), но наиболее многочисленные и мощные прослои встречаются в апт-альбских отложениях сияльской и буркемюсской свит (на р. Селеннях их суммарная мощность около 300 м). Эти данные указывают на возможный поздненеокомовый возраст деформаций притасхяхтахского борта Момского прогиба, для которого характерна юго-западная вергентность деформаций. Но на левобережье р. Селеннях в зоне сочленения с Томмотским массивом вместе с бастахской серией и ожогинской свитой согласны деформированы отложения сияльской и буркемюсской свит, что свидетельствует о более молодом возрасте складчатости. Возможно, она соответствует позднекайнозойской фазе сжатия Черско-Полоусненской системы, которая фиксируется по интенсивным деформациям кайнозойских межгорных впадин бассейна р. Уяндина и др. [10, 16]. Поэтому не исключено, что притасхяхтахский борт Момского прогиба, так же как и ИТА, был деформирован в предкылацкое время. В этом случае высокую преобразованность верхов нижнемеловых отложений Момского прогиба можно объяснить былым распространением палеоген-неогеновых отложений, которые в настоящее время сохранились по р. Окогочут.

На Алазейском поднятении, так же как и в Черско-Полоусненской системе, наиболее значительное структурное несогласие позднемезозойского разреза связано с подошвой апт-альбских отложений кадылчанской свиты, подстилающей верхнемеловые поля эффузивов [4, 15].

**Заключение.** Начав свое развитие в поздней юре, МЗВ существовала как единый седиментационный бассейн до середины миоцена включительно. Наиболее прогнутая часть бассейна располагалась на месте ИТА. Начиная с неокома по периферии впадины формировались складчатые и вулканические горные цепи и плато. При их становлении были деформированы меловые и верхнеюрские отложения Алазейского склона и, возможно, юго-западного борта Момского прогиба. Формирование горно-складчатого сооружения ИТА началось в позднем миоцене на

рубеже даркылахского и кыллахского времени, в это же время произошло обособление Индигиро-Зырянского и Момского прогибов. Фронт сдвигивания в зоне Предгорий продвигался от ИТА и достиг современного положения во второй половине плиоцена, в результате чего произошло обособление Предлинитасского прогиба, в котором накапливаются продукты размыва ИТА и зоны Предгорий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова З. Е. Верххюрские отложения Момо-Зырянской впадины (Северо-Восток СССР) // Сов. геология.— 1980.— № 6.— С. 70—78.
2. Гайдук В. В., Гриненко О. В., Имаев В. С., Сюндюков И. Ш. Позднекайнозойская складчатость Илин-Тасского антиклинория (Верхояно-Колымская складчатая область) // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 312, № 2.— С. 431—434.
3. Гайдук В. В., Сюндюков И. Ш. Реконструкция мощности верхнеюрско-кайнозойских отложений Индигиро-Зырянского прогиба // Литология нефтегазоносных и угленосных отложений Якутии/ЯНЦ СО АН СССР.— Якутск, 1990.— С. 39—49.
4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия): Объяснительная записка. Лист. 0-54, 55 — Хону.— Л., 1986.
5. Гриненко О. В., Гайдук В. В., Фрадкина А. Ф. и др. Индигиро-Зырянский прогиб // Палеоген и неоген Северо-Востока СССР/ЯНЦ СО АН СССР.— Якутск, 1989.— С. 90—105.
6. Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии.— М.: Наука, 1985.
7. Драковский Я. А., Рейнин И. В., Гольбрайх И. Г. О принципах учета новейшего тектогенеза при построении тектонических карт складчатых областей // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 229, № 4.— С. 936—939.
8. Зинченко В. Н. Стратиграфия нижнемеловых отложений в Момо-Зырянском прогибе // Геология и геофизика.— 1981.— № 2.— С. 91—101.
9. Зимин В. А. Геологический очерк р. Слиян и краткие сведения о наблюдениях в нижнем течении р. Ожогойной.— М.: ГОИНТИ, 1938. (Материалы по изучению Колымо-Индигирского края. Серия 2. Геология и геоморфология; Вып. 2).
10. Имаев В. С., Гриненко О. В. Позднекайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации Восточной Якутии // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 307, № 2.— С. 413—417.
11. Ковалев В. К., Оксман С. С. Тектоническое строение северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба по геофизическим данным в связи с вопросами его нефтегазоносности // Тектоника и нефтегазоносность Якутии/ЯНЦ СО АН СССР.— Якутск, 1989.— С. 87—92.
12. Копорулин В. И. Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины.— М.: Наука, 1979.
13. Попов Г. Г. Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— С. 32—105.
14. Работнов В. Т., Хенин Т. И., Фролов В. И. Масштабы газообразования в угленосных отложениях Индигиро-Зырянского прогиба (Северо-Восток СССР) // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений.— 1974.— № 4.— С. 16—20.
15. Русаков И. М., Флорова З. Б., Бондаренко Н. С. и др. Стратиграфия мезозойских отложений Алазейского поднятия // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 129—133.
16. Спектор В. Б. Неогеновые тектоногравитационные микститы хребта Улахан-Чистай (Северо-Восток СССР) // Неотектонические исследования при геологическом картировании.— М., 1988.— С. 18—21.
17. Сюндюков И. Ш., Гайдук В. В. Историко-генетические предпосылки нефтегазоносности Индигиро-Зырянского прогиба // Нефтегазоносность и вопросы освоения месторождения нефти и газа Якутии/ЯНЦ СО АН СССР.— Якутск, 1990.— С. 39—49.
18. Фатхулин И. В. Палеогеоморфологические условия формирования кайнозойских конгломератов правобережья р. Селениях // Геология кайнозоя Якутии.— Якутск, 1982.— С. 104—109.

А. М. Ленников, Н. С. Никольский, В. А. Пахомова, Р. А. Октябрьский,  
Н. П. Коновалова, В. И. Сапин, В. О. Худоложкин

## ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ КОНДЕРСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА

Информация о флюидном режиме кристаллизации кондерских ультрабазитов получена в результате изучения индивидуальных расплавных включений в оливине из дунитов и хроматографического анализа газовой фазы оливинов, клинопироксенов, хромитов и апатита, извлеченной методом термовскрытия. Высказано предположение, что флюид, растворенный в исходном кондерском расплаве, был на глубине первоначально крайне восстановленным водородно-метановым и в субликвидусный период кристаллизации в малоглубинных условиях мог иметь существенно водородный состав. В пользу этого свидетельствует первая находка в неизменном серпентинизацией форстерите кондерских дунитов пластинчатых включений кремнистого и хромсодержащего самородного  $\alpha$ -железа ( $a_0 = 2,862 \text{ \AA}$ ), возникшего, вероятно, за счет более высокотемпературной (900—1400 °С)  $\gamma$ -модификации.

Представление о масштабах участия летучих компонентов при образовании ультраосновных пород Кондерского щелочно-ультраосновного массива и составе флюидов, сопровождавших кристаллизацию исходных расплавов и первоначально растворенных в последних, позволяющих получить как результаты изучения индивидуальных флюидосодержащих включений в минералах ультрабазитов, так и валовый хроматографический анализ газовой фазы, извлеченной из минералов методом термовскрытия. Последний, как известно [6], дает обобщенную характеристику газовой фазы, и содержащейся в собственно индивидуальных флюидных включениях, наблюдаемых визуально, и заключенной в дефектных структурах кристаллической решетки нагреваемых минералов. Важную информацию об уровне восстановленности ювенильных флюидов, растворенных в исходных расплавах, предоставляют и находки ряда металлов в самородном состоянии, среди которых особенно показательно самородное железо.

Как свидетельствует детальное изучение прозрачно-полированных шлифов, оливины кондерских дунитов, наряду с кристаллическими включениями хромита, хромомagnetита, клинопироксена и биотита, нередко содержат расплавные включения, расположенные небольшими вытянутыми группами либо поодиночке. Впервые они были описаны Л. П. Карсаковым и Н. В. Бердниковым [7], но индивидуальные флюидные включения в оливинах не были обнаружены, как и флюидная фаза внутри расплавных включений, причем последние были отнесены к разряду вторичных. Однако тщательное изучение образцов из нашей коллекции позволило В. А. Пахомовой установить, что в подобных включениях газовая фаза все же появляется после нагрева до 1050—1070 °С. Представлена она преимущественно  $\text{CO}_2$ , содержащей, вероятно, примесь  $\text{CH}_4$  (или  $\text{N}_2$  ?), так как температура оттаивания смеси близка  $-95 \div -100$  °С. Одновременно выяснилось, что наиболее крупные (первые сотни микрометров) расплавные включения, содержащиеся в оливине из дунитового керна, поднятого с глубины 544,5 м, окружены, как правило, ореолом газовых и твердо-газовых включений, которые, по-видимому, также являются углекислотно-метановыми, поскольку газовая фаза характеризуется теми же косвенными признаками. Приурочены эти включения к отдельности оливина и, видимо, возникли в результате авторазгерметизации более крупных расплавных включений, которые, вероятнее всего, являются первичными. В пользу этого свидетельствует их размещение параллельно внешним граням оливиновых

кристаллов, что является особенно надежным доказательством «первичности» для наиболее крупных включений, имеющих размеры порядка 0,1 поперечника вмещающего кристалла [17]. По фазовому составу описываемые крупные включения крайне невыдержанны и представляют собой различные комбинации ряда кристаллических фаз (пироксена, оливина и хромита).

В оливине слабо серпентинизированных дунитов, отобранных примерно на уровне уреза р. Кондер в центральной части массива, помимо нескольких генераций вторичных (существенно водных) включений, сгруппированных в четкие уплощенные шлейфы вдоль залеченных трещин, также присутствуют первичные расплавные включения, но в единичных образцах и далеко не во всех кристаллах. Они распределены беспорядочно в трехмерном пространстве оливиновых кристаллов, но обычно развиты в участках, не затронутых вторичными процессами и изолированных от трещин, трассирующихся вторичными включениями. Размер расплавных включений не превышает 20—30 мкм, а форма иногда приближается к дигризмальной призме, но чаще неправильная, изометричная при явно выраженной тенденции к формированию отрицательного кристалла. Содержимое этих включений раскристаллизовано в массу сложного строения, в которой оптически различаются клинопироксен, оливин, хромит и неидентифицированный микрокристаллический агрегат, интерстиции в котором заполнены газом, а в наиболее мелких включениях присутствует также незначительное количество стекла.

С целью термометрического изучения включений в оливине была выполнена серия экспериментов с нагреванием и последующей закалкой в микротермокамере с Pt—Rh<sub>30</sub>-нагревателем и Pt—Rh<sub>10</sub>-термопарой с применением графитовых стержней. Объектом для опытов послужили расплавные включения, размеры которых (по длинной оси) не превышали 20 мкм. Результаты, полученные в ходе многочисленных опытов, проведенных с различными включениями, характеризуются четко выраженным постоянством, что свидетельствует о выдержанности фазового состава включений и, следовательно, о единообразии обстановки их захвата растущим кристаллом. В практически поликристаллических включениях при 1050—1070 °С наблюдалось подплавление мелкокристаллического агрегата, достаточное для обособления газового пузырька. Дальнейшее нагревание до 1200—1250 °С приводило к перекристаллизации и полному расплавлению кристаллических фаз, о чем можно было судить по перемещению рудной фазы и увеличению объема газа. И, наконец, в интервале 1250—1470 °С газовый пузырек растворялся и уже не появлялся во включении, а рудные фазы переместились и перекристаллизовались. Таким образом, полная гомогенизация расплавных включений в кондерских оливинах должна осуществляться, видимо, при температурах, сходных с полученными [9] для форстеритов из меймечитов Гулинского плутона (~1450 °С) и массива Одихинча (~1360 °С).

Валовый состав газов, окклюдированных в минералах кондерских ультрабазитов, определялся хроматографическим методом (прибор Хром-4; аналитик Н. П. Коновалова) при ступенчатом нагреве (до 600 и 1100 °С в атмосфере гелия высокой чистоты) тщательно отобранных монофракций после предварительного их высушивания при 150 °С.

Как видно из табл. 1, преобладающим компонентом газовой фазы оливинов, клинопироксенов, апатита и хромитов оказалась H<sub>2</sub>O, содержание которой чаще составляет 80—91 об.%, иногда снижаясь до 65 об.% в оливинах, 33—55 об.% в клинопироксенах и возрастая до 96,6 об.% в хромитах. Наряду с H<sub>2</sub>O в газовой фазе обоих интервалов нагрева минералов (исключая хромиты) установлен также H<sub>2</sub>. Наиболее высокие его содержания в оливинах Кондера (4—9,3 об.%) и Чада (14 об.%), а также в кондерских клинопироксенах (7,5—28,4 об.%) и апатите (до 20 об.%) характерны для высокотемпературного интер-



## Состав газовой фазы, извлеченной из минералов ультрабазитов Кондерского массива, об. %

| Номер образца, минерал      | Интервал нагрева, °С | H <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | CO    | CO <sub>4</sub> | N <sub>2</sub> | V       | $\frac{H_2O+H_2}{CO_2+CO}$ |
|-----------------------------|----------------------|------------------|----------------|-----------------|-------|-----------------|----------------|---------|----------------------------|
| 1. Ко-8/161, оливин         | 150—600              | 87,55            | 1,41           | 10,11           | 0,46  | 0,43            | 0,04           | 1491,00 | 8,4                        |
|                             | 600—1100             | 87,06            | 4,00           | 7,57            | 1,24  | 0,05            | 0,08           | 1799,82 | 10,3                       |
|                             | 150—1100             | 87,29            | 2,82           | 8,73            | 0,88  | 0,22            | 0,06           | 3290,82 | 9,4                        |
| 2. Ко-9/207, оливин         | 150—600              | 91,15            | 2,58           | 4,89            | 0,91  | 0,44            | 0,03           | 2372,96 | 16,2                       |
|                             | 600—1100             | 65,07            | 9,34           | 19,86           | 5,19  | 0,42            | 0,12           | 1485,67 | 3,0                        |
|                             | 150—1100             | 81,12            | 5,18           | 10,65           | 2,56  | 0,43            | 0,06           | 3859,63 | 6,5                        |
| 3. Ко-9/209, оливин         | 150—600              | 89,44            | 3,31           | 6,24            | 0,48  | 0,52            | 0,01           | 1436,02 | 13,8                       |
|                             | 600—1100             | 82,86            | 7,50           | 6,22            | 3,25  | 0,11            | 0,06           | 1651,12 | 9,5                        |
|                             | 150—1100             | 85,92            | 5,55           | 6,23            | 1,96  | 0,30            | 0,04           | 3087,14 | 11,2                       |
| 4. Чд-1/74, оливин          | 150—600              | 89,87            | 2,58           | 6,78            | 0,56  | 0,19            | 0,02           | 991,23  | 12,6                       |
|                             | 600—1100             | 69,53            | 14,17          | 11,11           | 4,94  | 0,18            | 0,07           | 489,47  | 5,2                        |
|                             | 150—1100             | 79,70            | 8,38           | 8,95            | 2,75  | 0,19            | 0,04           | 1471,1  | 7,5                        |
| 5. Ко-9/202, клинопироксен  | 150—600              | 84,86            | 5,09           | 8,44            | 0,77  | 0,82            | 0,02           | 1535,17 | 9,8                        |
|                             | 600—1100             | 73,38            | 7,55           | 14,68           | 4,32  | 0,07            | 0,01           | 1612,16 | 4,3                        |
|                             | 150—1100             | 79,12            | 6,32           | 11,56           | 2,55  | 0,45            | 0,01           | 3147,33 | 6,1                        |
| 6. Ко-10/216, клинопироксен | 150—600              | 80,72            | 8,03           | 7,38            | 1,88  | 1,85            | 0,14           | 1017,71 | 9,6                        |
|                             | 600—1100             | 33,48            | 28,42          | 16,08           | 18,40 | 2,43            | 0,19           | 569,42  | 1,7                        |
|                             | 150—1100             | 57,10            | 18,22          | 11,73           | 10,64 | 2,14            | 0,17           | 1587,13 | 3,4                        |
| 7. Ко-11/234, клинопироксен | 150—600              | 85,57            | 6,01           | 6,39            | 0,64  | 1,36            | 0,03           | 1174,58 | 13,0                       |
|                             | 600—1100             | 65,49            | 21,51          | 4,36            | 8,46  | 0,10            | 0,08           | 902,85  | 6,8                        |
|                             | 150—1100             | 75,53            | 13,76          | 5,38            | 4,55  | 0,73            | 0,06           | 2077,43 | 7,0                        |
| 8. Ко-5/119, клинопироксен  | 150—600              | 90,12            | 3,17           | 5,58            | 0,55  | 0,51            | 0,07           | 1626,73 | 15,2                       |
|                             | 600—1100             | 55,55            | 21,34          | 8,70            | 13,52 | 0,40            | 0,49           | 777,53  | 3,5                        |
|                             | 150—1100             | 72,83            | 12,22          | 7,14            | 7,04  | 0,46            | 0,28           | 2404,26 | 6,0                        |
| 7. Ко-1/17, клинопироксен   | 150—600              | 82,46            | 6,02           | 8,84            | 1,84  | 0,79            | 0,02           | 1566,74 | 8,3                        |
|                             | 600—1100             | 64,65            | 16,02          | 9,38            | 9,28  | 0,29            | 0,38           | 1078,76 | 4,3                        |
|                             | 150—1100             | 73,55            | 11,02          | 9,11            | 5,56  | 0,54            | 0,20           | 2645,5  | 5,8                        |
| 10. Ко-1/7, клинопироксен   | 150—600              | 89,24            | 5,32           | 3,97            | 0,77  | 0,69            | 0,01           | 3540,91 | 19,9                       |
|                             | 600—1100             | 62,90            | 11,18          | 12,14           | 13,32 | 0,36            | 0,10           | 1811,42 | 2,9                        |
|                             | 150—1100             | 76,01            | 8,25           | 8,06            | 7,05  | 0,53            | 0,06           | 5352,33 | 5,6                        |
| 11. Ко-12/383, апатит       | 150—600              | 87,62            | 6,77           | 3,42            | 0,18  | 1,70            | 0,31           | 360,64  | 26,2                       |
|                             | 600—1100             | 70,74            | 19,87          | 8,12            | 0,74  | 0,00            | 0,53           | 409,51  | 10,2                       |
|                             | 150—1100             | 79,18            | 13,32          | 0,46            | 5,77  | 0,85            | 0,42           | 760,15  | 14,8                       |
| 12. Ко-101/16, хромит       | 150—600              | 88,72            | 0,00           | 9,84            | 1,02  | 0,38            | 0,04           | 939,66  | 8,2                        |
|                             | 600—1100             | 86,34            | 0,00           | 13,34           | 0,18  | 0,00            | 0,14           | 1089,0  | 6,4                        |
|                             | 150—1100             | 87,54            | 0,00           | 11,59           | 0,60  | 0,19            | 0,09           | 2028,66 | 7,2                        |
| 13. Ко-112/118, хромит      | 150—600              | 90,33            | 0,99           | 7,68            | 0,61  | 0,37            | 0,02           | 1359,24 | 11,0                       |
|                             | 600—1100             | 92,28            | 0,00           | 7,50            | 0,16  | 0,00            | 0,06           | 1657,10 | 12,0                       |
|                             | 150—1100             | 91,31            | 0,50           | 7,59            | 0,39  | 0,19            | 0,04           | 3016,34 | 11,5                       |
| 14. КГ-7/396, хромит        | 150—600              | 96,59            | 0,21           | 2,92            | 0,13  | 0,13            | 0,02           | 2507,31 | 31,7                       |
|                             | 600—1100             | 95,16            | 0,00           | 4,66            | 0,14  | 0,00            | 0,04           | 1844,60 | 19,8                       |
|                             | 150—1100             | 95,88            | 0,11           | 3,79            | 0,14  | 0,06            | 0,03           | 4351,91 | 29,1                       |

Примечание. 1—4 — из дунитов Кондерского (1—3) и Чадского (4) массивов; 5—7 — из кондерских оливиновых пироксенитов «внутреннего кольца» (5, 6) и их дайкового аналога (7) в дунитах; 8—11 — из магнетитовых пироксенитов, образующих дайки в дунитах юго-западного сектора Кондерского массива; 12—14 — из дунитов Кондерского массива; V — объем извлеченной газовой фазы (см<sup>3</sup>/кг). Аналитик Н. П. Коновалова.

вала нагрева. Количество CO<sub>2</sub>, извлеченного из оливинов на обоих этапах нагрева, не превышает 20 об. % и обычно колеблется от нескольких до 10 об. %. В меньшем количестве CO<sub>2</sub> установлен в клинопироксенах (не более 16 об. %) и апатите (8 об. %). Содержание CO в оливинах и пироксенах чаще составляет менее 10 об. %, но в клинопироксенах в единичных случаях возрастает до 13—19 об. %, а в апатите и хромитах не превышает 0,74 об. %. Крайне незначительным оказалось содержание CH<sub>4</sub> — от нескольких сотых до 0,4 об. %, и только в апатите и одном из клинопироксенов оно достигло соответственно 1,74 и 2,4 об. %, а смесь N<sub>2</sub> не превышает 0,5 об. %. Соотношение газов систем H—O и C—O

в извлеченных газовых смесях колеблется от 1,7 до 19,9, но в большинстве случаев не превышает 10, при этом повышенные содержания  $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$  обычно более характерны для той части газовой фазы, которая выделяется в низкотемпературном интервале нагрева (см. табл. 1).

Общий объем газовой фазы, извлеченной из оливинов Кондера, составляет, в среднем, около  $3400 \text{ см}^3/\text{кг}$ , что более чем вдвое превышает содержание ее в чадских оливинах (см. табл. 1). Заметно менее газонасыщенными оказались апатит ( $760 \text{ см}^3/\text{кг}$ ) и многие из клинопироксенов Кондера — в большинстве не более  $2600 \text{ см}^3/\text{кг}$ , исключая два образца, в которых содержание газовой фазы превышает 3100 и  $5300 \text{ см}^3/\text{кг}$ . Примерно в том же интервале варьирует и флюидонасыщенность хромитов (от 2000 до  $4300 \text{ см}^3/\text{кг}$ ), обусловленная, как и в предыдущем случае, предельно высоким содержанием  $\text{H}_2\text{O}$ .

Как следует из вышеприведенного и опубликованного [7] материала по индивидуальным включениям, количество их в кондерских минералах крайне незначительно, а состав весьма специфичен (в оливинах они существенно углекислотные, в пироксенах же, согласно [7], преимущественно водные) и не соответствует валовой газовой фазе, извлеченной из оливинов и клинопироксенов. Отсюда можно сделать вывод, что кристаллизация ультрабазитов Кондера происходила в условиях постоянной недосыщенности исходных расплавов в отношении большинства флюидных компонентов, установленных хроматографически. При этом в более глубоких зонах дунитового ядра частично осуществлялась преимущественно углекислотная дегазация. На последней же стадии кристаллизации в апикальной части массива предела насыщения в расплаве местами достигала концентрация  $\text{H}_2\text{O}$  и создавались условия для существенно водной дегазации, а относительно повышенная обводненность флюида приводила в дальнейшем при температурах ниже  $500^\circ\text{C}$  к умеренной серпентинизации оливинов в кондерских дунитах. Таким образом, исключая  $\text{H}_2\text{O}$ , практически вся газовая фаза, извлеченная методом термовскрытия, содержалась, очевидно, в дефектах кристаллической решетки оливинов и пироксенов.

На основании полученных аналитических данных (см. табл. 1) по известной методике [12] Н. С. Никольским был произведен расчет термодинамических параметров, при которых извлеченные газовые смеси могли находиться в состоянии равновесия. В результате выяснилось, что большинство проанализированных порций газа в той или иной мере приближается к равновесию, хотя далеко не все полученные цифры оказались реальными. Не рассчитывается лишь обогащенная  $\text{H}_2\text{O}$  газовая фаза, извлеченная из сплошных хромитовых линз и прожилков в дунитах.

Как следует из табл. 2, характерной особенностью газовой фазы оливинов Кондера, выделившейся на низкотемпературном этапе нагрева, является невысокая температура ее равновесия в некоторых из них (обр. Ко-8/161 и Ко-9/209), составляющая  $845\text{—}870^\circ\text{C}$ , но достигающая по расчету и  $1080^\circ\text{C}$ . Это свидетельствует, видимо, о том, что после консолидации ультраосновного ядра Кондерского массива породы его в течение некоторого времени подвергались воздействию постмагматического эндогенного флюида. Давление последнего определяется в интервале  $1,6\text{—}3,7 \cdot 10^8 \text{ Па}$  и, согласно геологическим данным [1, 3], несколько завышено. Представление же о ликвидусных и солидусных температурах в какой-то мере дают соответственно величины  $1375$  и  $1180^\circ\text{C}$ , полученные для обр. Ко-9/209 (по высокотемпературной и валовой газовым фракциям), хотя эти результаты также могут быть искажены присутствием в суммарном составе газа некоторой доли низкотемпературного флюида. Судя по геологической обстановке формирования Кондерского массива [1, 3], завышено, очевидно, и расчетное давление флюида для этого образца, оказавшееся равным  $5,1\text{—}5,3 \cdot 10^8 \text{ Па}$  (см. табл. 2). Затруднена интерпретация данных, полученных при расчете высокотемпературной газовой фракции и всей суммарной газовой смеси

Результаты расчета параметров равновесия газовой фазы минералов ультрабазитов  
Кондерского массива

| Номер образца | Интервал нагрева, °C | Параметры равновесия |                     |                                   | Номер образца | Интервал нагрева, °C | Параметры равновесия |                     |                                   |
|---------------|----------------------|----------------------|---------------------|-----------------------------------|---------------|----------------------|----------------------|---------------------|-----------------------------------|
|               |                      | T, °C                | P, $\times 10^8$ Па | $-\lg f_{O_2}$ , $\times 10^5$ Па |               |                      | T, °C                | P, $\times 10^8$ Па | $-\lg f_{O_2}$ , $\times 10^5$ Па |
| 1             | 150—600              | 845                  | 3,7                 | 14,5                              | 7             | 150—600              | 820                  | 1,0                 | 15,9                              |
|               | 600—1100             | 1090                 | 2,3                 | 10,9                              |               | 600—1100             | 1674                 | 2,4                 | 6,4                               |
|               | 150—1100             | 960                  | 2,8                 | 12,8                              |               | 150—1100             | 1228                 | 2,4                 | 10,2                              |
| 2             | 150—600              | 1080                 | 7,9                 | 10,8                              | 8             | 150—600              | 1035                 | 1,0                 | 11,4                              |
|               | 600—1100             | 950                  | 0,4                 | 13,9                              |               | 600—1100             | 1267                 | 1,7                 | 10,3                              |
|               | 150—1100             | 1085                 | 2,9                 | 11,3                              |               | 150—1100             | 1314                 | 43,8                | 8,5                               |
| 3             | 150—600              | 870                  | 1,6                 | 15,0                              | 9             | 150—600              | 980                  | 1,7                 | 13,1                              |
|               | 600—1100             | 1375                 | 5,3                 | 7,9                               |               | 600—1100             | 1318                 | 1,4                 | 9,4                               |
|               | 150—1100             | 1180                 | 5,1                 | 9,9                               |               | 150—1100             | 1183                 | 2,2                 | 10,5                              |
| 4             | 150—600              | 920                  | 2,5                 | 13,4                              | 10            | 150—600              | 975                  | 2,5                 | 13,0                              |
|               | 600—1100             | 1035                 | 0,3                 | 12,7                              |               | 600—1100             | 1554                 | 6,7                 | 6,8                               |
|               | 150—1100             | 1075                 | 1,7                 | 11,5                              |               | 150—1100             | 2176                 | 6,3                 | 1,2                               |
| 5             | 150—600              | 670                  | 1,1                 | 15,6                              | 11            | 150—600              | 486                  | 0,5                 | 21,0                              |
|               | 600—1100             | 1250                 | 3,4                 | 9,4                               |               | 150—1100             | 409                  | 41,0                | 21,9                              |
|               | 150—1100             | 1164                 | 3,2                 | 10,4                              |               |                      |                      |                     |                                   |
| 6             | 150—600              | 959                  | 1,5                 | 13,6                              |               |                      |                      |                     |                                   |
|               | 600—1100             | 922                  | 3,1                 | 18,3                              |               |                      |                      |                     |                                   |
|               | 150—1100             | 1146                 | 1,3                 | 11,4                              |               |                      |                      |                     |                                   |

Примечание. Порядковые номера соответствуют табл. 1.

двух других образцов оливинов (Ko-8/161 и Ko-9/209). Для них оценены близкие значения температуры 1080—1090 °C и 950—960 °C, но они относятся к газовым фазам разных интервалов нагрева образцов. Не исключено, что это — результат сложного процесса эволюции флюидной фазы, а отсюда и разный характер смешения выделившихся порций газа, что сказывается на результате расчета как температуры, так и флюидного давления. Последнее в процессе кристаллизации этих оливинов при 1080—1090 °C оценено в  $2,3\text{--}7,9 \cdot 10^8$  Па и, очевидно, завышено, а также в  $0,4 \cdot 10^8$  Па, что более реально, однако заниженной представляется соответствующая расчетная температура 950 °C (см. табл. 2). В этом отношении правдоподобнее выглядит P—T-оценка для высокотемпературного этапа нагрева оливина (обр. Чд-1/74) из дунита центральной части Чаковского массива\*, составляющая  $0,3 \cdot 10^8$  Па при 1035 °C. Хотя для низкотемпературной и суммарной порций газовой фазы этого образца получено соответственно завышенное давление флюида  $2,5$  и  $1,7 \cdot 10^8$  Па при температурах 920 и 1075 °C.

Подобно оливинам из дунитов, пироксены из клинопироксенитов Кондерского массива, согласно расчетам, также обнаруживают два интервала равновесности газовой фазы, извлеченной на низкотемпературном этапе нагрева (670—820 и 959—1035 °C), что обусловлено, по-видимому, воздействием и на пироксениты, после их консолидации, постмагматического эндогенного флюида. При этом оценки флюидного давления оказались несколько ближе к реальным ( $1\text{--}2,5 \cdot 10^8$  Па), чем в случае дунитов. Более реальными выглядят и многие из расчетных температур равновесности извлеченных газовых смесей, полученные по суммарной и высокотемпературной порциям (1146—1318 °C) и близко соответствующие значениям (1244—1307 °C), определенным для клинопироксенитов с помощью ликвидусного геотермометра Перчука — Ваганова [16]. Однако все оценки давления ( $1,3\text{--}3,4 \cdot 10^8$  Па) получились завышенными, а в трех образцах (Ko-11/234, 5/119 и 1/7) нереальными

\* Данные по Чаковскому массиву приведены для сравнения.

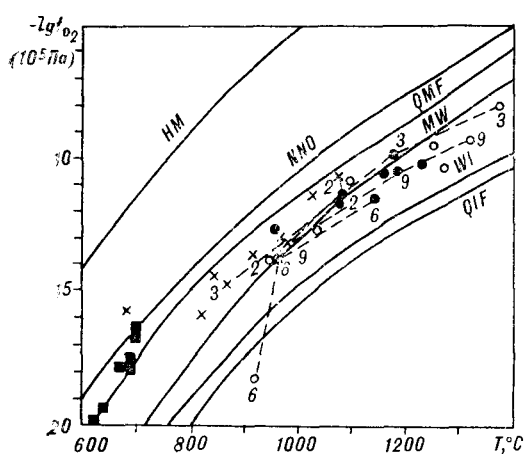


Рис. 1. Диаграмма  $\lg f_{O_2} - T$  при  $P_{\text{общ}} = 10^5$  Па для газовой фазы минералов из ультрабазитов Кондерского массива (по табл. 2).

Газовые смеси извлечены из минералов при нагреве в интервалах 150—600 °C (крестики), 600—1100 °C (полые кружки), 150—1100 °C (залитые кружки), пунктиром соединены расчетные данные по газовой фазе оливинов и клинопироксенов (номера образцов см. в табл. 2), для которых проведено непосредственное определение летучести кислорода по методу Сато [24], см. рис. 2; квадратики — данные для ильменит-титаномагнетитовых пар из рудных клинопироксенитов Кондера по кислородному термобарометру Ваддингтона — Линдсли. Кривыми показано положение буферных равновесий при  $P_{\text{общ}} = 10^5$  Па.

оказались и температуры (1554—2176 °C), и давления (от 2,4 до 43,8 · 10<sup>8</sup> Па), определенные по высокотемпературной (Ko-11/234, 1/7) и валовой (Ko-5/119, 1/7) порциям газа (см. табл. 2). Объясняются полученные результаты, вероятнее всего, крайне неравновесными условиями кристаллизации этих пироксенитов, так как все они представляют собой дайковые образования в дунитах.

Судя по расчетной степени окисленности газовых смесей, извлеченных из кондерских оливинов и клинопироксенов (см. табл. 2), большая часть их соответствует на диаграмме  $\lg f_{O_2} - T$  (рис. 1) верхней области поля фаялита, ограниченной кривыми железовюститового и кварц-магнетит-фаялитового равновесий. При этом, наиболее близкие, по нашему мнению, к равновесным фракции газа тяготеют к кривой магнетит-вюститового буфера.

Предельно восстановленными и наиболее высокотемпературными по расчету оказались в большинстве случаев газы, извлеченные из минералов в интервале 650—1100 °C, среди которых особенно резко выделяется клинопироксен из обр. Ko-10/216, в котором на этом этапе нагрева установлено самое значительное содержание H<sub>2</sub> — свыше 28 об.%, а газовая смесь могла быть равновесной при 922 °C в более восстановительной обстановке, чем условия кварц-железо-фаялитового буфера (см. рис. 1). Промежуточное положение по восстановленности и температуре занимает валовая газовая фракция всех минералов. Порции же газа низкотемпературного интервала нагрева отвечают, как правило, более высокому окислительному потенциалу, меньшим температурам и характеризуют продукт дальнейшей эволюции эндогенных флюидов, одному из этапов которой соответствуют, как видно на рис. 1,  $f_0 - T$ -условия кристаллизации ильменит-титаномагнетитовых парагенезисов в пироксенитах. Близкой им по окисленности, но еще более низкотемпературной (около 500 °C, см. табл. 2) оказалась газовая фаза апатита, ассоциирующего с этими рудными минералами.

Полученные расчетные оценки фугитивности кислорода в извлеченной газовой фазе оливинов и клинопироксенов в зависимости от температуры неплохо согласуются с результатами непосредственного определения летучести кислорода в названных минералах по методике М. Сато [24] с помощью двух твердых электрохимических ячеек (аналитик В. О. Худоложкин). В целом и эти данные также оказались соответствующими полю устойчивости фаялита, но в более восстановленной области. Одновременно выяснилось, что на первом этапе нагрева фугитивность кислорода практически во всех образцах (исключая Ko-10/216) несколько увеличивается по мере роста температуры от 800 до 1100 °C с образованием характерной петли гистерезиса, что, очевидно, связано с выделением газовой фазы минералов [5]. Однако к концу нагрева парциальное давление кислорода снижается до первоначального уровня

Рис. 2. Диаграмма зависимости летучести кислорода от температуры для минералов из ультрабазитов Кондерского массива.

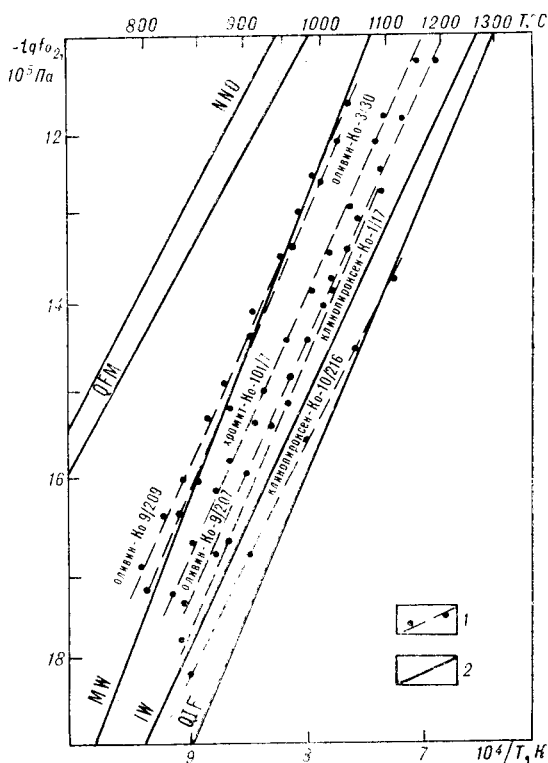
1 — результаты экспериментов по методике Сато [24] с использованием электрохимических ячеек (аналитик В. О. Худоложкин, ДВГИ ДВО РАН), 2 — положение буферных равновесий при  $P_{\text{общ}} = 10^5 \text{ Па}$ .

и последующее понижение температуры, а также повторное нагревание происходит уже в области пониженной фугитивности кислорода, примерно отвечающей интервалу между вюстит-магнетитовым и кварц-железофаялитовым равновесиями. Для всех минералов зависимость между  $\lg f_{\text{O}_2}$  и  $T$  из этом этапе эксперимента носит линейный характер (рис. 2). В случае же обр. К0-10/216, газовая фаза которого аномально обогащена  $\text{H}_2$  (см. выше), линейной эта зависимость оказалась уже на первом этапе нагрева без

образования петли гистерезиса и не менялась в дальнейшем при охлаждении и последующем нагреве. Из диаграммы  $\lg f_{\text{O}_2} - T$  (см. рис. 2) также следует, что условия формирования кондерских хромитов, газовая фаза которых предельно насыщена  $\text{H}_2\text{O}$  (см. табл. 1) и не пригодна для расчета из-за практически полного отсутствия в ее составе  $\text{H}_2$  и  $\text{CH}_4$ , также оказались значительно восстановленными.

Таким образом, не исключено, что, подобно многим другим гипербазитовым массивам с дунитовым ядром [10, 13], первичный флюид, присутствовавший в расплаве, из которого кристаллизовались кондерские ультрабазиты, был на глубине первоначально крайне восстановленным водородно-метановым и в субликвидусный период кристаллизации в малоглубинных условиях мог иметь существенно водородный состав. В дальнейшем, однако, в результате взаимодействия этого флюида с расплавом и в процессе кристаллизации первичные восстановленные компоненты его подверглись существенному окислению до  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , особенно при отделении флюида из расплава и окклюдировании флюидной фазы кристаллизующимися минералами. Судя по литературным данным [20], в пользу высказанного предположения о крайне восстановительных условиях формирования ультрабазитов Кондера свидетельствуют обнаружение в форстерите кондерских дунитов включений мало- и безникелистого самородного  $\alpha$ -железа (см. табл. 3 и [18]), а также, согласно термодинамическим расчетам [15], присутствие в дунитах Кондера в ассоциации с хромитами существенно арсенопирит-ширротитовой минерализации.

В гипербазитовых массивах различных формационных типов самородное железо встречается достаточно часто, но в крайне незначительном количестве и представлено очень мелкими зернами (доли миллиметра), в связи с чем сведения о его химическом составе обычно отсутствуют. В лучшем случае приводятся данные о параметре ячейки, позволяющие относить этот минерал к низкотемпературному  $\alpha$ -железу [2, 4, 19]. При этом большинство находок самородного железа приурочено к исключительно сильно серпентинизированным ультрабазитам, и



Состав включений самородного железа в дунитах Кондерского массива, мас. %

| Элементы  | Округлые включения |           |          |          | Пластинчатое включение в форстерите, обр. Ко-13/321 |       | Кремнистое $\alpha$ -Fe, по [14] |
|-----------|--------------------|-----------|----------|----------|---|-------|----------------------------------|
|           | Ко-101/56          | Ко-101/13 | Ко-116/3 | Ко-116/2 | центр   | край  |                                  |
| Fe        | 99,56              | 93,97     | 100,30   | 99,66    | 92,92   | 88,81 | 92,49—98,13                      |
| Ni        | 0,19               | 0,02      | —        | —        | —   | —     | —                                |
| Cu        | 0,10               | 0,05      | —        | —        | —   | —     | —                                |
| Mn        | —                  | —         | —        | —        | 0,54  | 0,53  | 0,00—0,15                        |
| Cr        | 0,01               | 0,14      | —        | —        | 0,32  | 0,65  | 0,00—0,89                        |
| Si        | —                  | 0,47      | —        | —        | 2,51  | 5,75  | 1,50—7,73                        |
| С у м м а | 99,86              | 94,65     | 100,30   | 99,66    | 96,29   | 95,74 |                                  |

Примечание. Прочерк — содержание ниже предела обнаружения; не установлены также Mg, Ti, Al, Ca, S и элементы платиновой группы. Аналитики И. В. Боровик и В. И. Сапин (микроанализатор JXA-5).

возникновение его многие авторы связывают непосредственно с процессом серпентинизации [2, 4, 19, 22].

В ближайшем аналоге Кондерского массива — Инаглинском интрузиве — самородное железо установлено в протолочках дунитов в виде шаровидных выделений в сростках с оливином, хромшпинелидами и магнетитом, а также в аллювии в зоне разрушения дунитов, где оно слагает шаровидные и слабо уплощенные зерна [8].

Морфологически сходными образованиями представлено самородное железо в Кондерском массиве, также обнаруженное в дунитовых протолочках [18]. Представлено оно двумя типами сферул — шаровидными зернами железа (с каплевидными включениями вюститита), периферия которых сложена вюститом (с повышенным содержанием Cr — до 2 мас. %), сменяющимся к краю магнетитом, или существенно железными сферулами с вростками форстерита, отделенными от железа зонами силикатного стекла. В первых — железовюститовых — сферулах самородное железо содержит примесь Cr (0,03—0,26 мас. %), Ni (0,03—0,23 мас. %) и Cu (0,04—0,2 мас. %), а во вторых — железосиликатных — при несколько меньшем содержании Ni (0,03—0,08 мас. %) и большем — Cu (0,1—2 мас. %) почти отсутствует Cr и содержится примесь Mn (0,05—0,16 мас. %).

В дополнение к этим двум разновидностям нами в дунитах Кондерского массива установлены еще две генерации самородного железа. Помимо железовюститовых сферул первого типа, в одной из которых содержится заметная примесь Si (0,47 мас. %), в дунитовых протолочках из Кондерского массива найдены шаровидные зерна практически беспримесного железа (см. табл. 3), а в полированном шлифе в зерне форстерита обнаружены одно мелкое (0,5 мм) неправильной формы и второе — более крупное (1,5 мм в длину) пластинчатое включение кремнистого  $\alpha$ -железа ( $a_0 = 2,868 \text{ \AA}$ , аналитик С. М. Горюхина), зональное по содержанию Si (2,51—5,75 мас. %) и Cr (0,32—0,65 мас. %) с более хромистой и кремнистой краевой частью (см. табл. 3), при неизменной примеси Mn (около 0,5 мас. %). По содержанию и набору примесных элементов это кремнистое железо достаточно близко к уже известному в литературе [14], но характеризуется несколько более высокой марганцовистостью. От описанных же на Кондере железных сферул первых двух типов [18] оно отличается полным отсутствием примеси Ni и Cu. Обращает на себя внимание также существенный дефицит суммарного содержания элементов в анализе — до 4—5 мас. % (см. табл. 3). Не исключено, что он обусловлен присутствием в описываемом кремнистом  $\alpha$ -железе ультрамикропримеси углерода, не диагностируемого на микрозонде. Подтверждают это предположение эксперименты, установившие, что в состав железоуглеродной эвтектики входит около 4 мас. % углерода при 1153 °C [23]. Можно также допустить,

согласно экспериментальным данным [21], что наиболее высокотемпературными являются беспримесные железные сферулы.

Не исключено, что возникновение шаровидных зерен самородного железа связано было с процессом ликвации порций остаточного расплава на рудную и силикатную части и последующей их кристаллизацией в обстановке переохлаждения, что привело к образованию ассоциирующего с железом силикатного стекла. Что же касается генезиса пластинчатых включений кремнистого  $\alpha$ -железа в форстерите, то его происхождение невозможно объяснить традиционно в связи с серпентинизацией, которая практически не затронула ни зерно вмещающего форстерита, ни дунит в целом. Противоречит этому предположению и наличие в описываемом железе существенной примеси кремния, который должен поглощаться при образовании серпентина. В данном случае наиболее приемлемым объяснением генезиса самородного  $\alpha$ -железа является его возникновение в процессе охлаждения Копдерского массива за счет более высокотемпературной (910—1400 °C)  $\gamma$ -модификации [11], выкристаллизовавшейся непосредственно из расплава при формировании дунитов.

Таким образом, имеются достаточно убедительные свидетельства в пользу первично-магматического происхождения самородного железа обоих морфологических типов, что позволяет его присутствие расценивать в качестве дополнительного подтверждения ранее сделанного вывода о крайне восстановительном флюидном режиме кристаллизации кондерских ультрабазитов на раннемагматическом этапе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии*.— М.: Наука, 1968.— С. 312—363.
2. Грудинин М. И., Сежерин А. П. Самородное железо в гипербазитах Шаманского массива // *Докл. АН СССР*.— 1979.— Т. 245, № 5.— С. 1208—1210.
3. Ельников А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // *Геология руд. месторождений*.— 1972.— № 5.— С. 32—40.
4. Еремеев В. П., Стилев А. К. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного железа, орегонита и маухерита в этом процессе // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1970.— № 6.— С. 91—100.
5. Кадий А. А., Соболев Н. В., Жаркова Е. В. и др. Окислительно-восстановительные условия формирования алмазоносных перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // *Геохимия*.— 1989.— № 8.— С. 1120—1134.
6. Каржавин В. К., Победоносцев В. А. К вопросу о механизме газовой выделении в процессе термического воздействия на породы и минералы // *Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Ин-т земной коры СО АН СССР*.— Иркутск, 1977.— С. 16—17.
7. Карсаков Л. П., Бердников Н. В. Условия образования и преобразования пород Копдерского щелочно-ультраосновного массива и особенности локализации связанного с ним оруденения // *Тихоокеан. геология*.— 1989.— № 5.— С. 32—36.
8. Локтионов С. П. О находке самородного железа в дунитах Инаглинского массива // *Вопросы геологии Южного Поволжья и Урала*.— 1977.— Вып. 14.— С. 56—58.
9. *Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов*.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
10. Маракушев А. А. Проблемы генезиса расслоенных интрузитов // *Контактовые процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях*.— М.: Недра, 1979.— С. 5—29.
11. *Минералы*: Справочник. Т. I.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.
12. Никольский Н. С. Параметры равновесия флюидных систем // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1981.— № 2.— С. 21—34.
13. Никольский Н. С., Грановский А. Г. Роль флюидного режима в формировании офиолитов ветвейского комплекса (южная часть Корякского нагорья) // *Вулканология и сейсмология*.— 1982.— № 1.— С. 52—64.
14. Новородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах.— М.: Наука, 1983.
15. Пальянова Г. А., Колонин Г. Р. Арсенипиритсодержащие минеральные ассоциации как индикаторы физико-химических условий гидротермального рудообразования // *Геохимия*.— 1991.— № 10.— С. 1481—1491.

16. Перчук Л. Л., Ваганов В. И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм // Очерки физико-химической петрологии.— Вып. 7.— М.: Наука, 1978.— С. 142—173.
17. Реддер Э. Флюидные включения в минералах // Природа включений и методы их исследования. Т. 1.— М.: Мир, 1987.
18. Рудашевский Н. С., Малич К. Н. Расплавные силикатно-оксидно-железные включения из дунитов Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 298, № 5.— С. 1198—1203.
19. Скрипиченко В. А., Черепанов А. А., Гриб В. П. и др. Муассанит и самородное железо в серпентинитах Ветренного пояса // Там же.— 1982.— Т. 267, № 6.— С. 1453—1455.
20. Соболев Н. В., Ефимова Э. С., Поспелова Л. Н. Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис // Геология и геофизика.— 1981.— № 12.— С. 25—29.
21. Хансен М., Андерко К. Структуры двойных сплавов.— М.: Metallurgizdat, 1962.
22. Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация гинербазитов.— М.: Наука, 1977.
23. Rutherford M. J., Carroll M., Borhwick A. Experimental study of silicate-sulfide-Fe metal equilibria in basalts // Lunar and Planet. Sci. 13; Abstr. Pap. 13th Lunar and Planet. Conf., Houston, Tex., March 15—19, 1982. P. 2.— Houston, Tex., 1982.— P. 667—668.
24. Sato M. Intrinsic oxygen fugacities of iron-bearing oxide and silicate minerals under low total pressure // Geol. Amer. Mem.— 1972.— V. 135.— P. 289—307.

ДВГИ ДВО РАН  
Владивосток

Поступила в редакцию  
18 августа 1992 г.

УДК 561 : 551.781 (571.63)

Т. Н. Болотникова

## ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПАВЛОВСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(Ханкайский массив)

Впервые послойно палинологически охарактеризованы угленосные отложения по карьеру и кернам скважин. Установлен единый спорово-пыльцевой комплекс с тремя подкомплексами: первый подкомплекс характеризует отложения среднего эоцена, второй и третий — верхнего эоцена. Проведено широкое сопоставление с одновозрастными палинофлорами других регионов. Дано обоснование возраста угленосных толщ.

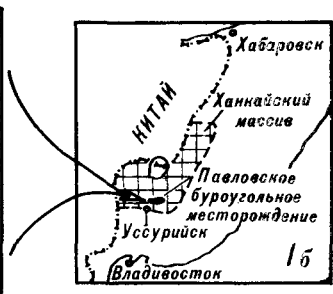
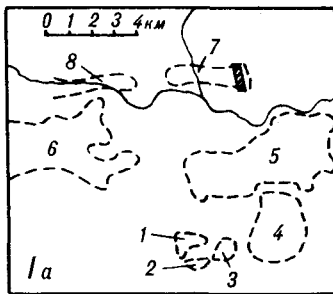
К числу наиболее спорных вопросов стратиграфии кайнозойских отложений Ханкайского массива Приморья на данной стадии изучения относятся: 1) время формирования высокопродуктивных угленосных отложений этого района; 2) возможность палеогенового осадконакопления в пределах Ханкайского массива и, в частности, Павловского буроугольного месторождения. Датировка возраста кайнозойских отложений, несмотря на давность их исследований, до сих пор остается неоднозначной.

Согласно решению Третьего Межведомственного стратиграфического совещания, высокопродуктивная (нижняя) часть угленосной толщи отнесена к павловской свите (верхний олигоцен — нижний миоцен) [22].

В ряде работ возраст собственно угленосных толщ Павловского буроугольного месторождения оценивается в широком диапазоне — от эоцена [19] до миоцена [1, 13]. Назрела необходимость проведения детальных литолого-палеопалинологических исследований и разработки детальной стратиграфической схемы рассматриваемых отложений. Разработка такой стратиграфической схемы сейчас особенно актуальна в связи с подготовкой к IV Межведомственному стратиграфическому совещанию по кайнозою Дальнего Востока. Автором проведены такие исследования, и настоящая работа является одной из серии работ по палио-стратиграфии угленосных отложений Ханкайского массива, рассматривающей геологические и палинологические материалы по мульде Лузановской разреза Павловский-1, по скважинам и карьеру (состояние



| Абсол. возраст, млн лет | Система    |         | Подотдел         |                  | Горизонты (Решение III МСН, 1978г.) |
|-------------------------|------------|---------|------------------|------------------|-------------------------------------|
|                         | Неогеновая | Плиоцен | Верхний          | Суйфунский       |                                     |
| 5                       | Миоцен     |         | Верхний          | Усть-Суй-фунский |                                     |
| 10                      |            |         | Средний          |                  |                                     |
| 15                      |            |         | Нижний           |                  |                                     |
| 20                      | Оligоцен   |         | Верхний          | Надеждинский     |                                     |
| 25                      |            |         | Нижний + Средний |                  |                                     |
| 30                      | Эоцен      |         | Верхний          | Угловский        |                                     |
| 35                      |            |         | Средний          |                  |                                     |
| 40                      |            |         | Нижний           |                  |                                     |
| 45                      | Палеоцен   |         | Верхний          | Надеждинский     |                                     |
| 50                      |            |         | Нижний           |                  |                                     |
| 55                      |            |         | Верхний          |                  |                                     |
| 60                      |            |         | Нижний           |                  |                                     |
| 65                      |            |         |                  |                  |                                     |



Павловское бурогольное месторождение  
Лузановская мульда

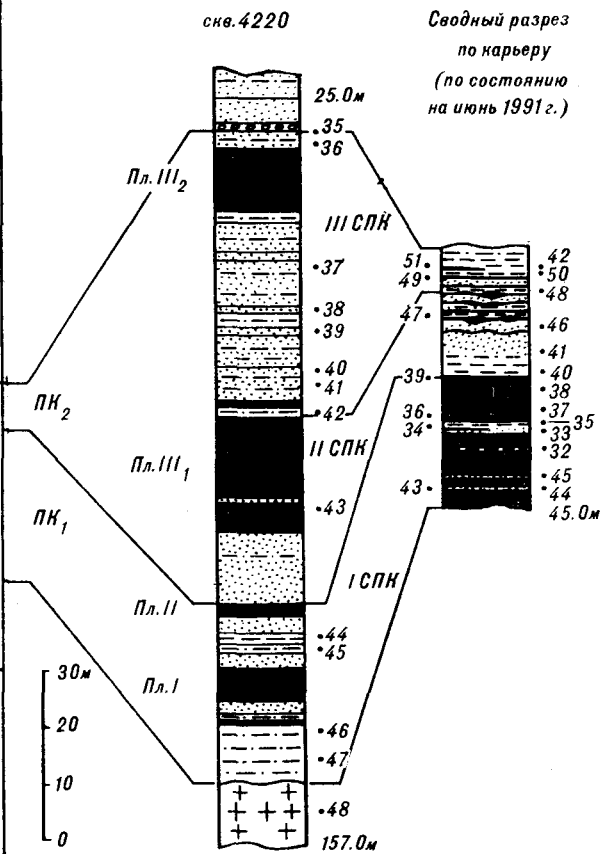


Рис. 1. Схема корреляции угленосных отложений мульды Лузановской (по керну скважин и забоя карьера):

1а — схема расположения мульд (участков) Павловского бурогольного месторождения; 1б — схема расположения Павловского бурогольного месторождения на Ханкайском срединном массиве. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

на июнь 1991 г., рис. 1). Палинологические исследования отложений мульды проведены впервые.

Лузановская мульда открыта и разведана Я. В. Медведевым в 1956—1962 гг., расположена на севере Павловского бурогольного месторождения, относится к типу приразломных — односторонний грабен с крутым приразломным северным и пологим южным бортами. Протяженность мульды 5,5 км, ширина — до 1 км, наибольшая глубина 290 м.

Асимметрично строение и осадочной толщи. У северного приразломного борта мощный угольный пласт вместе с вмещающими породами, поднимаясь, выходит под эрозионный срез, прикрытый четвертичными отложениями. В южном направлении и к западу он расщепляется на пласты и пропластки, постепенно выклинивающиеся к южному борту. Пласты простого строения, в основном залегают почти горизонтально. Общее уменьшение мощности и расклинивание всех пластов наблюдается также и с востока на запад. Максимальная глубина залегания пластов в западном секторе мульды — 260 м [18].

В основании разреза залегают горизонт переотложенных дресвянников и щебнисто-глинистых пород небольшой (3—20 м) мощности, невыдержанных по площади и приуроченных к локальным понижениям фундамента. Выше залегают угленосные отложения, представленные переслаиванием разномерных песчаников, алевролитов, углистых пород, пластов и пропластков бурых углей. В некоторых участках мульды угольный пласт-1 прислоняется непосредственно к палеозойскому фундаменту. Мощность угленосных отложений от 27—50 м в прибортовых частях мульды (разрезы А и В по забоям карьера) до 150—190 м — в центральной и южной ее частях. Выявлено четыре угольных пласта (снизу вверх) — I, II, III<sub>1</sub> и III<sub>2</sub> — мощностью от 2 до 26 м (см. рис. 1).

Угленосная толща с размывом перекрывается грубозернистыми отложениями (3—30 м), сложенными разномерными песками с линзами тонкозернистых песков и галечников (см. рис. 1). Местами угленосные отложения с размывом перекрыты четвертичными образованиями.

Послойно палинологически изучены восточная часть мульды по карьеру и южная по керну скважин. Пробы отобраны из керна скв. 4220, 4219, пробуренных на Лузановском участке в 1988 г. Опробованы интервалы глубин: в скв. 4220 — 160—25 м и в скв. 4219 — 150—30 м. Литологически породы представлены алевролитами, углистыми алевролитами, слабо сцементированными разномерными песчаниками, аргиллитами и углем. По карьеру палинологически изучены угольная залежь и перекрывающие ее отложения (рис. 2, разрезы А, В).

Снизу вверх выделено три спорово-пыльцевых комплекса (СПК) с присущими каждому из них характерными особенностями. СПК I

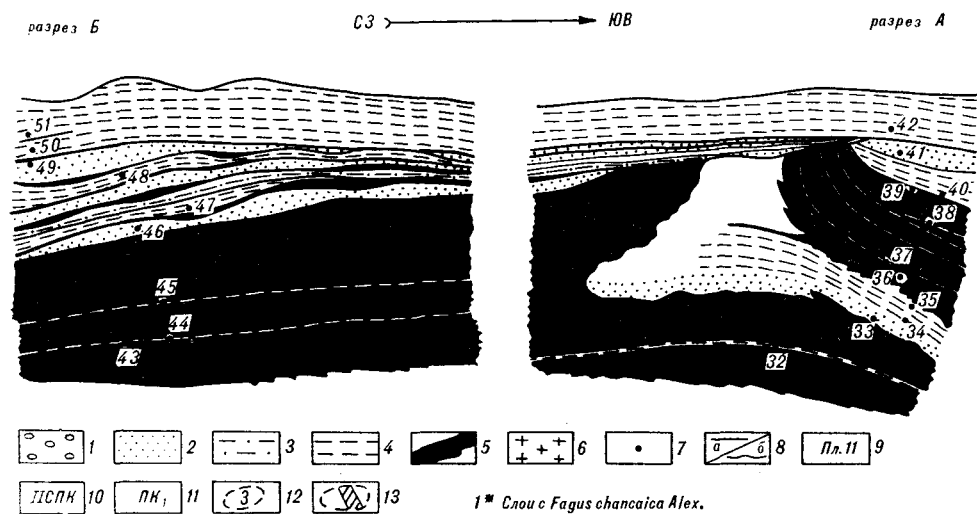


Рис. 2. Схематические разрезы угленосных отложений мульды Лузановской (восточный сектор); карьер по состоянию на июнь 1991 г.

1 — галечники, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — угли, 6 — граниты, 7 — точки опробования, 8 — залегание слоев (а — согласное, б — несогласное), 9 — угольный пласт и его номер, 10 — спорово-пыльцевой комплекс и его номер, 11 — палинокомплексы и его номер, 12 — границы мульды (участков) месторождения (1 — Северная, 2 — Южная, 3 — Восточная, 4 — Озерная падь, 5 — Поисковая, 6 — Павловская (депрессия), 7 — Лузановская, 8 — Абрамовская), 13 — расположение забоя.

(скв. 4220, интервал 145—115 м; скв. 4219, интервал 142—103 м) выделен из отложений, вмещающих I и II угольные пласты. Палинокомплексы, выделенные из угольной залежи (разрез А, т. н. 32—39, разрез В, т. н. 43—45) по систематическому составу, количественным и качественным соотношениям, характерным признакам и присутствию ряда руководящих таксонов, соответствуют палинокомплексу, выделенному из I и II угольных пластов и их междупластий. Во всех спектрах преобладает пыльца покрытосеменных растений. Споры играют подчиненную роль (1—18%). Это кочедыжниковые семейства Polypodiaceae, а среди них Polypodium и Opoclea и чистоустовые семейства Osmundaceae. Единично, редко или спорадически встречены Cybotium, Adiantum, Sphagnum, Lygodium и Leiotriletes.

Голосеменные, занимая второе место (8—32%), так же малочисленны и представлены в основном пыльцой семейств Taxodiaceae, Cupressaceae и Pinaceae. Семейство Taxodiaceae наиболее многочисленное (в отдельных спектрах достигает 18—43% от всей пыльцы). Чаше других встречается Taxodium, значительно меньше, но во всех спектрах отмечены Sequoia и Cryptomeria. Из других семейств и родов следует отметить Araucaria, Ephedra, Glyptostrobus, Ginkgo, Juniperus, Cupressus. Мешковые хвойные представлены практически одним семейством Pinaceae. Наиболее часто встречаются Pinus, Picea, редко или спорадически — Cedrus, Abies, Tsuga. Для всех спектров СПК I характерно повсеместное доминирование пыльцы покрытосеменных растений (57—92%), а среди них семейств Fagaceae (46—59%), Magnoliaceae (18—38%) и Juglandaceae (24—42%). Семейство Fagaceae составлено родами Quercus (27—84%), Castanea (16—31%) и Castanopsis (14—23%). Пыльца Fagus (два вида) встречается в небольших количествах. Основной фон всех спектров составляют разнообразные дубы. Это Quercus sp., Q. gracilis Boitz., Q. graciliformis Boitz., Q. sparsus (Mart.) Samoil. и другие. Не менее разнообразны каштаны и каштанодубы. Семейство Magnoliaceae представлено в основном родом Magnolia (4—5 видов), реже встречается Liliodendron. Из семейства Juglandaceae присутствуют практически все роды. Это разнообразные виды Engelhardtia, в том числе E. quietus (R. Pot.) Elsik; Carya, в том числе Carya minuta Bolot.; Juglans (три вида) и Platycarya. В некоторых спектрах (скв. 4220, гл. 128 м) в роли субдоминанты выступает Alnus. Из других семейств, родов и видов следует отметить богатейший систематический состав теплолюбивых тропических и субтропических растений. Это разнообразный родовой и видовой состав семейства Hamamelidaceae (с Fothergilla, в том числе Fothergilla gracilis Kulk., Corylopsis, Hamamelis, Liquidambar, Altingia). В меньших количествах, но постоянно присутствуют разнообразные виды Myrica, Planera, Ulmus, а также протейные, аралиевые, стеркулиевые, лавровые. Единично или спорадически отмечены Palmae (?), Viburnum, Nyssa, Rhus, Nothofagus, Carpinus, Cardiospermum, Symplocos и многие другие. Некоторая часть пыльцы определена по морфологической системе. Это Proteacidites, Anacolosidites, Gothanipollis, Triporopollenites, Triatriporopollenites, Tricolporopollenites и другие. Во всех спектрах отмечено значительное количество мелкой гладкой или скульптурированной однобороздной, трехбороздной, трехбороздно-поровой пыльцы, значительная часть которой, возможно, принадлежит травам.

СПК II (скв. 4220, интервал 115—81 м; скв. 4219, интервал 112—63 м; разрез А, т. н. 40—41, разрез В, т. н. 46—48) выделен из отложений, вмещающих угольный пласт III<sub>1</sub>. Имея много общего с нижележащим, данный спорово-пыльцевой комплекс отличается значительной обедненностью систематического состава, худшей сохранностью встреченных пыльцы и спор, значительным количеством переложженных пыльцевых зерен более древних отложений.

Состав споровых беден. Это в основном бобовидные Polypodiaceae, встречающиеся в небольших количествах. Из голосеменных следует отметить повсеместное преобладание пыльцы Taxodiaceae.

Во всех спектрах доминирует пыльца покрытосеменных. Систематический состав ее значительно беднее СПК I, хотя следует отметить ряд общих видов, таких как *Quercus conferta* Boitz., *Loranthus elegans* Kulk., *Myrica vera* Gladk., *Tricolporopollenites heterobrochatus* Kulk., и некоторые другие. Из комплекса практически выпали тропические и субтропические растения. Очень много мелкой, гладкой или скульптурированной однобороздной, трехбороздной, трехбороздно-поровой пыльцы, возможно, принадлежащей травянистым растениям.

СПК III (скв. 4220, интервал 80—32 м; скв. 4219, интервал 63—30 м; разрез А, т. н. 42, разрез Б, т. н. 49—51) составлен из спектров, выделенных из отложений, вмещающих угольный пласт III<sub>2</sub>, и самого угольного пласта.

Спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий этот интервал, довольно резко отличается от предыдущих, хотя для него также характерно повсеместное доминирование (71—91 %) пыльцы покрытосеменных растений. Споры в спектрах существенной роли не играют и представлены *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Selaginella*, *Lycopodium* и другими. Состав голосеменных также однообразен и малочислен, кроме спектра с глубины 40 м скв. 4220, в котором очень много *Taxodiaceae*, в том числе три вида *Taxodium*.

В группе покрытосеменных попеременно доминируют семейство *Betulaceae* (29—46 %), в основном два — три вида *Alnus* и *Betula*, *Corylus* и *Carpinus* отмечены в меньших количествах; и семейство *Fagaceae* с разнообразными видами *Quercus* (*Quercus* sp., *Q. gracilis*, *Q. cf. graciliformis*, *Q. cf. mongolica* Fish.), *Castanea*, *Castanopsis*; значительно меньше *Fagus*, хотя видовое разнообразие его значительно (*Fagus* sp., *F. tenella* Pan., *F. grandifoliiformis* Pan. и др.). Пыльца семейства *Juglandaceae* стоит на втором или третьем месте. Следует отметить *Juglans polyborata* Vojcel, *J. orbiculata* Bolot., *J. cinereiformis* Vojcel, *J. nigripites* Woodh., *J. sieboldianiformis* Vojcel, *Carya spackmania* Trav., *C. minuta* Bolot., *Carya rara* Bolot., *C. elegans* Bolot., *Engelhardtia paleogenica* Bolot., *F. pachyseximun* Bolot., *Pterocarya hupihensiformis* Bolot., *P. tumidipora* Bolot., *P. densituberculata* Bolot. и др. В некоторых интервалах субдоминантой является *Magnolia* (до 28 %), представленная двумя — тремя видами; в других пыльца семейства *Ulmaceae* (*Ulmus*, *Zelkova*, *Planera*) с разнообразным видовым составом.

Реликты раннепалеогеновых флор встречаются единично или спорадически. Это *Engelhardtia quietus* (R. Pot.) Elsik, *Tricolporopollenites heterobrochatus* Kulk., *Anacolosidites*, *Triatriporopollenites coryphaeus* (Pfl.) Th., *Triporopollenites* spp. Значительно сократилось количество мелкой короткоосной трехбороздной и трехбороздно-поровой пыльцы.

Систематический состав группы термофильных растений с небольшими вариациями повторяет нижележащие комплексы.

Выделенные спорово-пыльцевые комплексы, несмотря на большое таксономическое разнообразие, сходны между собой и могут быть объединены в единый палинокомплекс с двойной индексацией (ПК<sub>1</sub>, ПК<sub>2</sub>), характеризующий единый эоценовый этап углеобразования. Облик этого палинокомплекса определяется разнообразием представителей теплолюбивой широколиственной и субтропической флор, доминантами которых являются буковые и гаммелиевые при значительном участии мирковых и магнолиевых. Среди них многочисленную группу составляют виды, характерные для эоцена (в основном среднего), или виды, морфологически близкие им: *Quercus conferta* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis pseudosingulum* Samig., *Liquidambar grandiporinea* Kulk., *L. orientalisformis* Panov., *Fothergilla vera* Lubom., *Myrica eocenica* Kulk., *Comptonia rotunda* Kulk., *Engelhardtia quietus* (R. Pot.) Elsik, *Carya minuta* Bolot. По наличию этих и многих других таксонов данный палинокомплекс сопоставляется с рядом палинокомплексов угловской свиты Южного Приморья: Шкотово, Смоляниново [5]; Угловской группы впадин [2, 3], назимовской и хасанской свит

Хасанской впадины [4, 6], Реттиховского и Чернышевского буроугольного месторождений [8, 9], рядом палинокомплексов Павловского буроугольного месторождения, участками Северный, Восточный [19] Бикинского буроугольного месторождения [7, 16], а также с палинокомплексами Западной Сибири (люленворская свита) [20], тастаховского горизонта Яно-Индибирской низменности [11, 14, 15, 23], Нижнеанадырской впадины [12, 24], Камчатки [25], бассейна р. Миссисипи, группы Клайборн и Джаксон [31], Западной Алабамы [26], Парижского бассейна [27], Британской Колумбии [28], Японии [29, 30], северо-восточной Кореи [6] и многими другими.

В сукцессионном ряду палеогеновых флор эти флоры являются наиболее теплолюбивыми и связываются во времени с проявлением эоценового климатического оптимума.

На основании вышеизложенного средне-позднеэоценовый возраст приведенного палинокомплекса (ПК<sub>1-2</sub>) можно считать наиболее вероятным. Он отвечает распространению на территории Приморья теплоумеренной растительности с заметным участием субтропических и тропических элементов (особенно первый подкомплекс).

Таким образом, материалы палинологического изучения угленосной толщи Лузановской мульды однозначно указывают на палеогеновый (эоценовый) возраст изученных отложений.

Как справедливо указывает Я. В. Медведев [17], за корреляционный «репер» на Ханкайском массиве уверенно можно принимать фации торфяных болот (пласты I, II, Мощный, Южный и др.), т. е. нижние залежи. Эти пласты отличаются от вышележащих пластов значительной мощностью (до 26 м) и рассматриваются как синхронные.

Присутствие в комплексе *Comptonia compacta* Glad. *Ulmoideipites verrucatus* Nort., *U. krempii* And., *Rhus*, *Ussuripollis cechovici* (Paclt.) W. Kr., *Nyssa orientalis* Grom., *Cornus ussuriensis* Grom. и многих других, выявленных нами и другими исследователями из отложений нижней угленосной толщи Шкотова, Смолянинова, Реттиховки, Ореховской впадины, Северной и Восточной мульды Павловского и Чернышевского буроугольных месторождений [5, 8, 9, 24], утверждает нас в правоте сделанного вывода.

Систематический состав, количественные соотношения таксонов и групп таксонов, составляющих палинокомплекс, наличие своих видов-индексов в каждом из подкомплексов позволяют установить в отложениях Лузановской мульды следующие стратиграфические уровни: 1) средний эоцен — первый подкомплекс (ПК<sub>1</sub>); 2) верхний эоцен — второй подкомплекс (ПК<sub>2</sub>).

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что основные (высокопродуктивные) угленосные отложения сформировались в палеогене. Присутствие переотложенных раннепалеогеновых микрофоссилий в верхних частях разрезов убеждает в существовании раннепалеогеновых отложений в данном регионе. Последнее, в свою очередь, ведет к тому, что начало формирования кайнозойских отложений Лузановской мульды Павловского буроугольного месторождения Ханкайского массива относится к среднему палеогену [10], но не к миоцену, как это было принято на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1978 г. [22].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А. Г. Геология и история флор побережий Японского моря.— М.: Наука, 1978.
2. Азметьев М. А., Болотникова М. Д., Братцева Г. М., Красилов В. А. Стратиграфия и палеофлористика опорного разреза кайнозоя Южного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 4.— С. 61—75.
3. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Стратиграфическое расчленение угловского горизонта по палинологическим данным // Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1979.— С. 109—114.
4. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Фитостратиграфическое расчленение палеогено-

5. *Баскакова Л. А., Громова Н. С.* Стратиграфия Смоляниновского угольного разреза в Южном Приморье // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Восточной Азии (новые данные)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 59—69.
6. *Бологнникова М. Д.* Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря.— М.: Наука, 1979.
7. *Бологнникова М. Д., Седых А. К.* Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Палинология Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 41—52.
8. *Бологнникова Т. Н.* Палинологическая характеристика и возраст угленосных отложений Чернышевского бурогоугольного месторождения // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 101—104.
9. *Бологнникова Т. Н.* Возраст и корреляция угленосных толщ Реттиховского и Чернышевского бурогоугольных месторождений Южного Приморья (по палинологическим данным) // Кайнозой Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 101—109.
10. *Бологнникова Т. Н.* Палиностратиграфия угленосных отложений Павловского бурогоугольного месторождения Ханкайского массива Приморья // Стратиграфия докембрия и фанерозой Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания.— Хабаровск, 1990.— С. 277.
11. *Гриненко О. В., Киселева А. В., Фрадкина А. Ф.* Рабочая стратиграфическая схема палеогеновых отложений Северного Верхоянья // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещания.— Магадан, 1975.— С. 61—64.
12. *Кабанова Г. Х., Филимонова Л. А.* Палинологическая характеристика палеоген-неогеновых отложений Нижнеанадырской впадины // Геология и геофизика.— 1978.— № 11.— С. 76—82.
13. *Климова Р. С.* Миоценовая флора и флостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и флостратиграфия Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 65—76.
14. *Кулькова И. А.* Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индигирской низменности.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. (Тр. ИГиГ; Вып. 174).
15. *Кулькова И. А.* Изменение состава палинофлоры Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.— С. 51—64.
16. *Кундышев А. С., Верховская Н. Б.* О возрасте угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Кайнозой Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 121—127.
17. *Медведев Я. В.* Геология и угленосность месторождений Ханкайского массива // Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых.— 1980.— Вып. 5.— С. 1—12.
18. *Медведев Я. В.* Перспективы угленосности кайнозойских отложений Ханкайского массива // Разведка и охрана недр.— 1982.— № 3.— С. 16—17.
19. *Павлюткин Б. И., Петренко Т. И.* Палеогеновые отложения мульды Восточной Павловского бурогоугольного месторождения (Юго-Западное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 116—120.
20. *Панова Л. А.* Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности (Южной и Центральной части) // Палеопалинологический метод в стратиграфии: Матер. II Междунар. палинол. конф. (Голландия, 1966).— Л.: Наука, 1968.— С. 173—181.
21. *Панова Л. А., Громова Н. С., Малигонова Е. Ю.* Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия.— Л.: Недра, 1990.— С. 149—182.
22. *Решения Третьего межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.— Владивосток, 1978 г.— Магадан, 1982.*
23. *Фрадкина А. Ф.* Палинология палеогена и неогена Северо-Востока Азии // Палинология в СССР.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.— С. 134—139.
24. *Хайкина С. Л., Белая Б. В.* Спорово-пыльцевые комплексы из меловых и палеогеновых отложений басс. Анадырь и р-на бухты Угольной // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19.— Магадан, 1966.— С. 77—172.
25. *Челебаева А. И., Братцева Г. М.* Палеогеновые флоры Камчатки и раннекайнозойский климатический оптимум // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. II/Геологический ин-т АН СССР.— М., 1985.— С. 157—209.
26. *Frederiksen N. O.* Stratigraphy and Palynology of the Jackson Stage (upper eocene) and adjacent strata of Mississippi and western Alabama.— 1969.
27. *Gruas-Cavagnetto C.* Etude palynologique de Eocene du bassin angio-parisien // There de Doctoral es sciences. Universite P. et M. Curie.— Paris, 1977.
28. *Rouse G. E.* Plant microfossils from the Burrard Formation of western British Columbia // Micropaleontology.— 1962.— V. 8, N 2.— P. 37—54.

29. *Takahashi K.* Pollen and Spores des wesjapanischen Alttertiars und Miozans. Tell. 1 // Mem Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geol., 1961.— Bd. 11, N 2.— S. 51—255.
30. *Takahashi K.* Pollenflore aus den eozanen Kohlenflozen // Ibid.— 1962.— N 1.— S. 161—178.
31. *Tschudy R. H.* Stratigraphic distribution and signification Eocene palynomorph of the Mississippi embayment // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.— 1975.— N 743-B.— P. B1—B21.

ДВГИ ДВО РАН  
Владивосток

Поступила в редакцию  
1 сентября 1992 г.

УДК 553.041.003.12(21)

Р. Ф. Черкасов

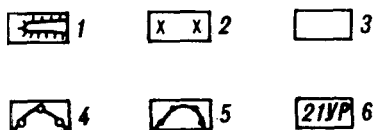
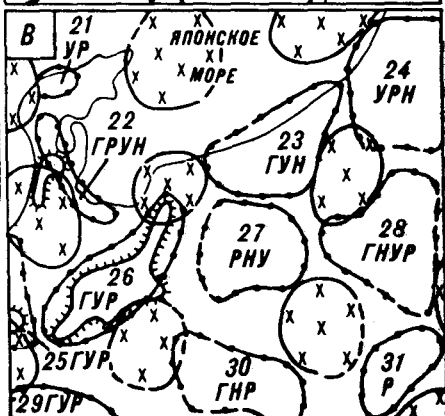
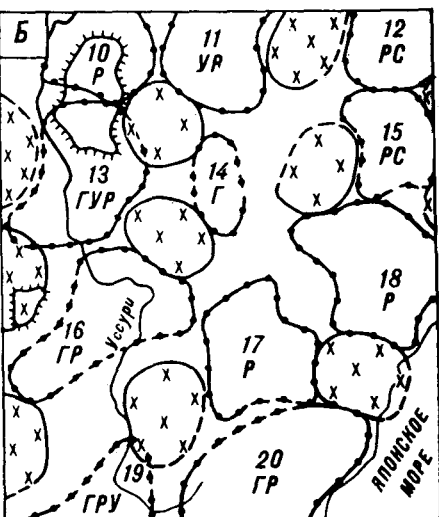
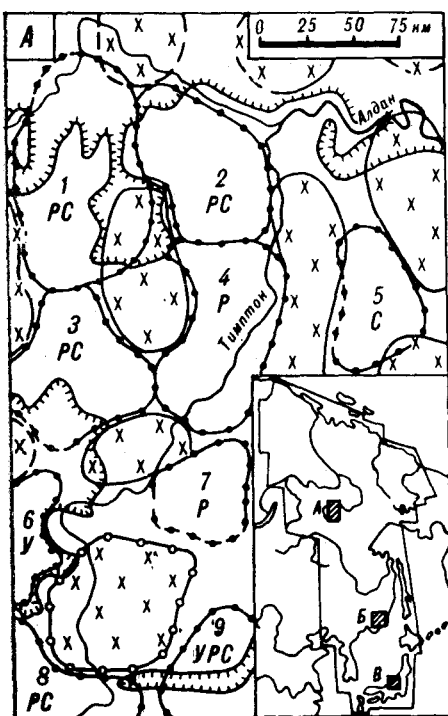
## О КОЛИЧЕСТВЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ СУШИ

Впервые составлены и совмещены карты 882 минерагенических районов архея — фанерозоя и нижнеархейских тектонических зон Востока Азии. Для нижнего архея характерны решетчатые структуры, в ядрах ячей которых находятся инертные салические зоны (или гнейсовые купола), а периферия образована фемическими зонами, обычно смещенными с зонами последующих активизаций. Почти все типы полезных ископаемых и большинство их видов являются фемофильными. Комплексные минерагенические районы как в нижнем архее, так и в покрывающих толщах контролируются непосредственно или с помощью зон активизации узлами перекрещивания среднеранговых фемических зон шириной 30—50 км. Средняя плотность размещения реальных фемофильных районов — 0,14 района на 1 тыс. км<sup>2</sup>. Средняя площадь среднеранговой ячейки 4939 км<sup>2</sup>. В сети на одну ячейку приходится максимум один фемофильный район, что и реализовано в Тихоокеанском поясе. На этой основе для каждой части света определено предполагаемое количество найденных и найденных (в основном погребенных под чехлами платформ) районов, для всей суши соответственно 18706 и 8341 фемофильных района. В дальнейшем последние могут стать ареной поисков крупнейших месторождений.

Для определения числа минерагенических районов надо иметь кадастр этих районов или карты их размещения, или плотность их распределения. Судя по обобщающим работам [9], таких материалов нет. Найденны лишь плотности распределения некоторых видов месторождений. До того, как будут построены компьютерные карты размещения указанных районов (после завершения создания банков минерагенических и геологических данных), попытаемся определить их количество через среднюю плотность.

Несколько десятилетий назад разные отрасли минерагении приблизились к пониманию дискретности распределения полезных ископаемых [3, 8, 11], которое позднее было углублено в представлении о рудоконцентрирующих структурах [6, 10, 15]. Сделаны первые шаги к объединению отдельно развивающихся отраслей минерагении [2]. Обнаружена регулярность размещения гигантских рудных и нефтегазовых месторождений [5]. Эти результаты удалось объяснить, объединить и расширить на основе изучения древнейших структур [12—14].

Впервые составлены и совмещены карты минерагенических районов архея — фанерозоя и нижнеархейских тектонических зон Востока Азии (см. рисунок). Для нижнего архея характерны решетчатые структуры, выявленные на щитах (Алданском и др.) и массивах геологическими, геофизическими, космогеологическими, морфоструктурными и геохимическими методами. В ядрах ячей находятся субизометричные салические зоны — межразломные антиклинории (по другой терминологии — гнейсовые купола), а периферия образована линейными фемическими зонами (синклинории — разломы), обогащенными основными сланцами. Участки перекрещивания фемических зон образуют изомет-



Нижнеархейские тектонические зоны и полихронные минерагенические районы отдельных областей Востока Азии (А — центральной части Южной Якутии, В — центральной части Приморья, В — центральной части Японии).

1 — выходы нижнего архея. Нижнеархейские зоны: 2 — салыческие, 3 — фемические. Минерагенические районы: 4 — сиалофильные, 5 — фемофильные. 6 — номер и тип района: Р — металлургический, У — угольный, С — россыпной, Н — газовый и (или) нефтяной, Г — термальных и (или) минеральных вод (1 — Центрально-Алданский, 2 — Нижне-Тимптонский, 3 — Леглиерский, 4 — Средне-Тимптонский, 5 — Тыркандинский, 6 — Чумлянский, 7 — Оюмракский, 8 — Верхне-Тимптонский, 9 — Верхне-Гонамский, 10 — Дальнереченский, 11 — Каргунский, 12 — Арминский, 13 — Лесозаводский, 14 — Малиновский, 15 — Верхнеуссурийский, 16 — Кокшаровский, 17 — Кавалеровский, 18 — Дальнегорский, 19 — Лазовский, 20 — Ольгинский, 21 — Ного, 22 — Имдзу, 23 — Кубуки и др., 24 — Нисияма и др., 25 — Огоя, 26 — Хида, 27 — Тисагата, 28 — Кусицу-Сиране, 29 — Гифу, 30 — Нагано, 31 — Яманиси). На врезке показаны границы составленной автором карты; заштрихованы приведенные здесь области.

ричные узлы. Характерная ширина зон: 8—12; 30—50; 120—180; 400—600 км. Каждая из зон состоит в поперечнике из  $4 \pm 1$  зоны предыдущего ранга. Это подтверждается и универсальным иерархическим показателем (от песчинок до планет), равным в среднем  $3,5 \pm 0,9$  [7].

Прерывистая многоярусность щитов позволила изучить степень унаследованности древнейших структур зонами активизации [12]. Они связаны с фемическими зонами, несколько смещаясь с последних, ввиду диссимметрии эволюции. Таким образом, независимое поведение рудо-концентрирующих структур, совмещенных с зонами активизации, по отношению к поверхностным складчатым зонам [6, 10] находит объяснение в глубинной тектонике.

Полезные ископаемые по отношению к нижнеархейским зонам делятся на: а) фемофильные, концентрирующиеся в фемических зонах и над ними; б) сиалофильные; в) нейтральные, независимые от древнейших зон (бутовый камень, карбонатные флюсы и другие, обычно не дефицитные виды сырья). Фемофильными являются почти все типы по-



лезных ископаемых и большинство их видов (практически все металлические и большинство неметаллических руд; россыпи тяжелых минералов; нефть и газ; уголь и горючие сланцы; термальные и минеральные воды). Соответствующие минерагенические районы контролируются непосредственно и с помощью зон активизации среднеранговыми (30—50 км) фемическими зонами. Фемофильные полезные ископаемые образуют общеминерагенические районы, ибо в большинстве случаев они включают месторождения двух типов и более. Наиболее комплексными являются гидро-нефте-угольно-россыпно-рудные районы: Мало-Ботуобинский (Якутия), Ургальский (Приамурье), Лангерийский (Сахалин) и Могами-Мияги (Япония).

Ввиду инертности салических зон сиалофильных полезных ископаемых мало (пьезокварц и др.). Салические зоны и толщи, залегающие над ними, обычно непродуктивны.

Изометричные минерагенические районы размещаются в узлах (или над ними) ортогональной решетки, иногда — в ее междоузлиях, являющихся, вероятно, узлами диагональной решетки, ячеей которой вписаны в ячей первой. Если рядом представлены те и другие, то они объединяются в субизометричные районы (см. рисунок). С помощью решеток дается общее объяснение размещения 882 континентальных и континентально-морских фемофильных районов (чисто морские здесь не рассматриваются). Из них 784 являются реальными, содержащими не менее одного достоверного месторождения, а 98 — условными (данные о наличии в них месторождений противоречивы или же проявления полезных ископаемых только разведуются, или нет точной привязки месторождений и т. д.). Районы размещаются упорядоченно, на расстояниях между их центрами, кратных размеру ячеек среднеранговой решетки (60—90, в среднем 70 км). Эта закономерность позволяет объяснить расстояния между центрами скоплений месторождений и за пределами наших карт, в частности, в Средней Азии и на Урале, которые, согласно статистике [4], для Sb—Hg, As и W соответственно равны 77, 74 и 59 км, Pb—Zn — 131 км, медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических — 211 км. Ясно, что эти расстояния соответствуют размеру одной, двух и трех ячеек.

Площадь суши, охваченной упомянутыми картами, 5567 тыс. км<sup>2</sup> (погрешность подсчетов не превышает 5%). Следовательно, средняя плотность размещения реальных общеминерагенических районов составляет 0,14 района на 1 тыс. км<sup>2</sup>, а с учетом условных — 0,16. На этой территории размещается 1127 среднеранговых ячеек. Средняя площадь одной ячейки 4939 км<sup>2</sup>. Очевидно (и доказано в теории графов), что в сети из четырехугольных ячеек на одну ячейку приходится 1 узел, 1 ядро и 2 междоузлия. Иными словами, на 1 ячейку может приходится максимум 1 общеминерагенический район, связанный с ее узлом (самостоятельные районы, локализованные в междоузлиях, здесь не рассматриваются ввиду их редкости). На данной территории такой предел характерен для Тихоокеанского складчатого пояса и прилежащих к нему активизированных частей платформ (см. рисунок). Здесь практически все фемофильные районы уже обнаружены, дальнейший поиск позволит расширить их границы и обогатить новыми месторождениями. Наименьшая плотность (1 район на 3 ячейки) и одновременно пониженное разнообразие полезных ископаемых зафиксированы в восточной части Сибирской платформы, слабо активизированной и недостаточно опискованной, и в северных частях Верхоянья и Колымы (1 район на 4 ячейки), закрытых мощными наносами и слабо опискованных. В этих регионах большая часть фемофильных районов является погребенной.

Средняя плотность размещения общеминерагенических районов является представительной для определения в первом приближении их количества в других регионах и частях света. Действительно, рассматриваемая территория обладает большим разнообразием условий. Она

**Предполагаемое количество общеминералогических районов суши**

| Части света                           | Площадь,<br>тыс. км <sup>2</sup><br>[1] | Всего<br>районов | Найденные районы   |                                  | Ненайденные районы                       |   |
|---------------------------------------|---|------------------|--------------------|----------------------------------|--|---|
|                                       |   |                  | Реальные<br>районы | Реальные и<br>условные<br>районы | С учетом<br>только реаль-<br>ных районов | С учетом<br>реальных и<br>условных<br>районов |
| Европа                                | 10 507                                  | 2 125            | 1 471              | 1 681                            | 654                                      | 444   |
| Азия                                  | 44 363                                  | 8 982            | 6 211              | 7 098                            | 2771                                     | 1884  |
| Африка                                | 30 319                                  | 6 139            | 4 245              | 4 851                            | 1894                                     | 1288  |
| Сев. Америка                          | 22 071                                  | 4 469            | 3 090              | 3 531                            | 1379                                     | 938   |
| Южн. Америка                          | 17 834                                  | 3 611            | 2 497              | 2 854                            | 1114                                     | 757   |
| Австралия и Океания                   | 8 511                                   | 1 723            | 1 192              | 1 362                            | 531                                      | 361   |
| Суша (без Антарктиды<br>и Гренландии) | 133 605                                 | 27 049           | 18 706             | 21 377                           | 8343                                     | 5672  |

охватывает различные климатические зоны (от Заполярья до субтропиков), разновозрастные складчатые пояса и платформы, регионы разной степени опосредованности (максимум в Японии, минимум в Заполярье), причем, поиски на юге начались от трех (Китай) до одной (Приамурье, Приморье) тысяч лет, а севернее — 300 лет назад. Результаты подсчетов числа фемофильных районов суши (без территорий, почти целиком закрытых льдами) приведены в таблице. Большинство ненайденных районов находится под чехлами платформ. Эти данные могут способствовать более глубокой оценке минералогического потенциала Земли. Уже сейчас можно говорить о проблеме поисков в погребенных районах гигантских, сверхгигантских и уникальных месторождений, ибо мировая экономика базируется преимущественно на такого рода концентрациях полезных ископаемых. Но актуальной эта проблема станет после выяснения основных закономерностей размещения крупнейших месторождений.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Атлас географический справочный.— М.: ГУГК, 1986.
2. Бескровный Н. С. Нафтометаллогения: единство нефте- и рудообразования // Журн. Всесоюзн. хим. о-ва.— 1986.— Т. 31, № 5.— С. 569—574.
3. Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа.— М.: Изд-во МГУ, 1953.
4. Глубинное геологическое картирование.— М.: Недра, 1981.
5. Губерман Ш. А. Неформальный анализ данных в геологии и геофизике.— М.: Недра, 1987.
6. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения.— М.: Недра, 1983.
7. Садовский М. А., Болговитин Л. Г., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс.— М.: Наука, 1987.
8. Степанов П. И. Узлы, пояса и площади с преобладающим угленакплением и их роль в деле изучения угольных месторождений СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1939.— № 2.— С. 17—20.
9. Томсон И. Н. Металлогения рудных районов.— М.: Недра, 1988.
10. Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Сов. геология.— 1968.— № 10.— С. 6—20.
11. Ферсман А. Е., Коган Б. И. Минеральное сырье зарубежных стран.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
12. Черкасов Р. Ф. Древнейшие фемические зоны как концентраторы оруденения (на примере Алдано-Станового щита) // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 1.— С. 112—115.
13. Черкасов Р. Ф. Многократно активизированные древнейшие фемические зоны // Тектоника Сибири. Т. 12.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.— С. 23—25.
14. Черкасов Р. Ф. Влияние нижнеархейской тектоники на минералогическую дискретность молодых вулканических поясов Дальнего Востока // Металлогенические районирование вулканических поясов. Ч. 1.— Хабаровск, 1988.— С. 34—39.
15. Kutina J. Global tectonics and metallogeny: deep roots of some ore-controlling fracture zones. A possible relation to small-scale convective cells at the base of lithosphere? // Adv. Space Res.— 1983.— V. 3, N 2.— P. 201—214.

## ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

## ЧЛЕНУ-КОРРЕСПОНДЕНТУ РАН А. А. СИДОРОВУ — 60 ЛЕТ

Анатолий Алексеевич Сидоров, профессор, известный ученый в области рудной геологии, более 30 лет посвятил изучению геологии месторождений полезных ископаемых северо-востока Азии. Он внес существенный вклад в теорию рудообразования и является одним из крупнейших знатоков месторождений золота и серебра. Его основные работы связаны с изучением геологии рудных формаций. В монографиях «Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки», «Золотосеребряная формация восточно-азиатских вулканогенных поясов», «Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования», «Серебро» исследованы фундаментальные вопросы генезиса золотого и золотосеребряного оруденения, разработана модель вертикальной зональности вулканогенного оруденения на геологической и физико-химической основах. Впервые установлено, что вулканогенные и вулканоплутоногенные месторождения часто формируются в условиях прогрессивного развития гидротермальных систем с отчетливым повышением температур минералообразования в поздние и заключительные стадии рудного процесса.

В монографиях «Научные основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных толщах», «Рудные формации фанерозойских провинций», «Серебро» А. А. Сидоровым предложены новые принципы рудно-формационного анализа, разработана концепция базовых рудных формаций и промежуточных источников рудного вещества, дана оригинальная классификация и характеристика месторождений серебра различных металлогенических провинций мира. В ряде работ А. А. Сидоровым развиты представления о перивулканических зонах и связанных с ними вулканоплутоногенных рудных формациях и обосновано выделение новых типов золотого и золотосеребряного оруденения на северо-востоке Азии. Одновременно с теоретическими исследованиями А. А. Сидоров выполняет крупные разработки прикладного характера, направленные на совершенствование методов прогноза и поисков рудных месторождений. Под его редакцией составлен ряд карт золотоносности Северо-Востока СССР, несколько методических руководств с поисково-оценочными критериями золотого и золотосеребряного оруденения.

Эти работы послужили обоснованием в принятии решений о направлении поисково-разведочных работ и дальнейшем развитии минерально-сырьевой базы на северо-востоке России.



А. А. Сидоров — автор более 200 опубликованных работ, в том числе 7 монографий, многие статьи его изданы за рубежом. Его имя широко известно геологической общественности в России и за ее пределами. Он является членом Национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации и Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. А. А. Сидоров ведет большую организационную работу. Он — председатель Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, директор Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института, председатель Северо-Восточного отделения ВМО, член редколлегии журналов «Тихоокеанская геология», «Материалы по геологии полезных ископаемых Северо-Востока», «Колыма». Большое внимание он уделяет подготовке научных кадров и популяризации геологических знаний. Его перу принадлежат научно-популярные статьи и брошюры о современной геологии.

Научная работа А. А. Сидорова отмечена Академией наук премией имени В. А. Обручева. Он удостоен знака «Отличник разведки недр», награжден орденом «Знак Почета» и медалями. Указом Президиума Верховного Совета России ему присвоено звание заслуженного деятеля науки.

*Редколлегия*

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.7 : 550.3

*Г. М. Власов*

### ОДИН ИЗ ВАРИАНТОВ ОБЩЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

В отзыве на книгу отмечается спорность многих высказанных в ней идей, основанных на концепциях тектоники плит. Поэтому содержание книги не может рассматриваться в качестве безальтернативной основы теории геологического развития Земли, на что претендуют авторы.

Рассматриваемый вариант общей эволюции Земли\* опирается на основные положения тектоники плит, которые, по мнению авторов, достаточно очевидны, не имеют альтернатив и представляют строго научно обоснованную и увязанную с геологическими данными теорию. В предисловии отмечается, что разные аспекты эволюции Земли: ее тектоническая активность, строение, геохимия оболочек, тектоника литосферных плит, происхождение земной коры океанов, атмосферы и др., рассматриваются в книге с единых позиций предлагаемой геофизической модели.

Автор этой рецензии не геофизик, а геолог. Его задача — проанализировать соответствие отдельных построений этой модели геологическим фактам. Не всегда при этом удавалось проконтролировать сложные математические расчеты, играющие главную роль в анализе и доказательствах О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова. Но во всех случаях достаточно очевидно было, что при расчетах принимались условия и параметры, «диктуемые» тектоноплитными представлениями.

В модели авторов приняты далеко не бесспорные условия различных стадий развития Земли, во всяком случае, допускающие другие варианты. Ниже приводятся некоторые примеры:

1. Холодное состояние первозданной Земли (принята гипотеза Шмидта — Сафронова). Такое состояние агрегированная планета сохраняла в катархее в течение 600 млн лет, лишь постепенно разогреваясь (до температуры не более 800—1200 °С) под влиянием энергии лунных

\* О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков. Глобальная эволюция Земли.— М.: Изд-во МГУ, 1991.

приливов и радиоактивного тепла. С этим связана тектоническая массивность катархея.

2. В качестве легкой добавки к железу внешнего ядра принят кислород. Сера же, как пишут авторы, «эффективно удалялась от центральных областей Солнечной системы» (С. 42).

Этому противоречит глубинная водородная дегазация Земли и вообще восстановленный характер глубинных флюидов. Да и первичная атмосфера Земли была существенно восстановительной. Однако, по мнению авторов, «кажущаяся водородная дегазация Земли в большинстве вулканических поясов мира самым естественным образом объясняется окислением двухвалентного железа за счет диссоциации грунтовых и морских вод, попадающих в контакт с горячими магмами или породами» (С. 152).

3. Формирование ядра происходило без расплавления земного вещества. Земля вообще никогда полностью не плавилась. Выделение окислов железа из силикатов мантии связано с распадом твердых растворов под влиянием высоких давлений и диффузии окислов в межгранулярные пространства вещества. Образование ядра началось в самом конце процесса аккреции Земли и продолжается до настоящего времени.

4. Основной источник энергии, определяющий тектоническую активность Земли, — процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества (бародиффузионный механизм дифференциации), приводящий к расслоению Земли на плотное окисно-железное ядро и силикатную мантию. Начавшись в конце архея, наибольшей интенсивности процесс дифференциации достиг в позднем архее, и затем в протерозое и фанерозое происходил его спад. Лунные приливы и радиогенное тепло имели значение лишь при первоначальном разогревании земного вещества в катархее и начале архея. Развитие экзосферы (атмосферы и др.) в большей мере зависит от солнечной энергии. Влиянием остальных внешних факторов на тектоническое развитие Земли можно пренебречь.

5. Тектонические процессы в литосферной оболочке Земли непосредственно связаны с конвективными движениями вещества мантии. При отсутствии определенной физико-химической характеристики вещества мантии авторами принимаются условия ее вязкости, степени однородности и др., допускающие явление конвекции. Гипотеза горячих точек отрицается — она несовместима с конвекцией.

В книге не раз повторяется, что бесспорными свидетельствами существования в мантии интенсивной и крупномасштабной химико-плотностной конвекции являются дрейф континентов, раздвижение океанического дна и его подвиг под островные дуги и активные окраины континентов (С. 33, 49, 50 и др.). Но вряд ли дрейф континентов можно считать бесспорным фактом. Некоторые специалисты считают, что данные о перемещении континентов (например, палеомагнитные) не обладают необходимой точностью для определенных заключений [7]. Непосредственные измерения перемещений континентов не дают определенных результатов [15, 19]. Кроме того, перемещения континентов, если бы даже они происходили, могли быть связаны с иными механизмами, чем конвекция, например, с влиянием ротационных сил Земли, с общим ее расширением и др.

Различными исследователями высказаны обоснованные сомнения в существовании процесса субдукции. Авторы утверждают, что «все геологические и геофизические данные о строении и геодинамике островных дуг и активных окраин андийского типа не оставляют сомнений в реальности процесса поддвигания литосферных плит» (С. 147). При обосновании реальности субдукции они ограничились указанием на «прямые геологические доказательства» ее у Антильской дуги и ссылкой на незаполненность до настоящего времени осадками впадин океана, что, по мнению авторов, было бы невозможно без существования субдукции (вертикальные движения коры в этом случае авторами совершенно не

учитываются). Материалы глубоководного бурения у Антильских островов [16] отнюдь не доказывают проявления субдукции. Сильно дислоцированные (хаотические) отложения хр. Барбадос, частично пересеченные скважинами 541 и 542, явно представляют отложения приостровного склона глубоководного желоба, ось которого находится как раз под фронтом дислокаций. Хаотичность осадков обусловлена не субдукцией, а оползевыми деформациями на крутом приостровном склоне.

В отношении литосферных плит, их механических свойств и движения возникает много противоречий. Например, океанические литосферные плиты подстилаются более легким материалом. Как же они не тонут в нем? Даваемое авторами объяснение этому кажется маловероятным: плиты плавают, представляя собой как бы гигантские ладьи, ограниченные со всех сторон приподнятыми бортами-гребнями срединно-океанических хребтов и континентальными окраинами. С течением времени, примерно через 150 млн лет, такой «корабль» все же тонет. Поэтому, как считают авторы, в океане нет плит древнее юрских.

6. В истории Земли периодов преимущественного растяжения и сжатия коры не было — так категорически утверждают авторы. В работе нет анализа структур растяжения и сжатия, и это вызывает серьезные ошибки. Например, Тихоокеанский подвижный пояс, по мнению авторов, длительно формировался в условиях преимущественного сжатия, и этим якобы опровергается гипотеза расширяющейся Земли. Постулат тектоники плит о неизменности объема Земли дает основание авторам отрицать возможность сколько-нибудь значительного расширения планеты или пульсации ее объема. Гипотезы, учитывающие эти явления, например расширяющейся Земли, отнесены к категории псевдонаучных. Что касается других «умозрительных» гипотез (океанизации (базификации) континентальной коры и пр.), то их рассмотрение считается излишним, «поскольку за последние годы такие гипотезы и сами успели переместиться из сферы науки на полку истории» (С. 155). Так ли? Справедливость гипотезы океанизации (базификации) континентальной коры, наоборот, все отчетливее подтверждается с течением времени [6, 7, 12, 14, 21].

В книге довольно много сомнительных и явно неверных положений, обусловленных необоснованной трактовкой природных явлений или незнанием авторов с новейшими геологическими материалами.

Совершенно бездоказательно принимаются проявление тектоники плит в раннем архее (в форме «торошения» тонких плит) и фантастическая скорость движения плит в позднем архее — 250—270 см/год (по сравнению с современной в 5 см/год).

Отождествление литосферных плит с сейсмофокальными зонами привело авторов к утверждению, что шлейф опускающихся литосферных плит прослеживается в мантии на глубинах 800—1400 км. Природа сейсмофокальных зон еще в достаточной мере не выяснена, и в настоящее время большое распространение получает представление об этих зонах как о специфических глубинных разломах, связанных с мантийными диапирами [1, 3, 5, 8, 17, 18, 20, 21]. Не субдукция с погружением в значительной степени определяющий тектонические структуры Земных диапиров с формированием глубинных разломов (сейсмофокальных зон) все отчетливее выявляется как важнейший геологический процесс, в значительной степени определяющий тектонические структуры Земли и их рудное содержание. Этим явлением и образованием тафрогенных впадин, вероятно, не ограничивается мощное взаимодействие коры и мантии — проблема, впервые четко поставленная В. В. Белоусовым. В сопоставлении со сказанным особенно сомнительно, что разогревание пород океанической коры в зонах предполагаемого поддвига плит происходит (как считают авторы книги) не за счет глубинного тепла, а благодаря внутреннему трению плит.

Неверно, что коматиты перестали выплавляться после архея, что считается авторами признаком ослабления активности Земли в после-

архейское время. Коматиитовые лавы выплавлились и позднее: в протерозое, палеозое и даже в мезозое, до позднего мела включительно [9]. В кайнозое их «наследниками» могут быть бониниты — высокомагнезиальные лавы со структурами спинифекс внешних островных дуг.

Представления авторов об офиолитах на континентах как о фрагментах океанической коры, надвинутых на края континентов, уже в значительной мере устарели, благодаря тщательным исследованиям С. С. Зимины и многих других авторов в различных районах мира, показавшим магматический характер и автохтонное залегание офиолитовых тел [2, 4, 9, 11, 13 и др.].

Противоречит современным материалам и утверждение О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова о формировании в послепалеозойское время гранитов только из корового вещества так же, как и их предположение об образовании кимберлитов переплавлением древних осадочных пород.

Если формирование ядра Земли шло непрерывно около 4 млрд лет и мантия при этом постепенно обогащалась железом (как следует из книги), то непонятно почему этот процесс не отразился эволюционным изменением составов пород?

Утрированным кажется мнение авторов о крайне пестром, разнородном и разновозрастном блоковом составе Земли. «Гетерогенность континентальной коры, — пишут они, — особенно ярко видна даже при простом взгляде на геологическую карту материков» (С. 29). Конечно, геологическое строение некоторых районов Земли очень сложное, однако опытными геологами геологические карты все же обычно воспринимаются как отображение гармонического целого, обусловленного не многими случайностями, а закономерным течением общего природного процесса.

На с. 170 авторы признают возможность формирования континентальной коры на ранних этапах геологического развития Земли прямой дифференциацией земного вещества в условиях верхней мантии (не путем субдукции или не только субдукцией). Непонятно, почему же этот процесс позднее прекратился? Зачем авторам понадобилось представление о субдукции?

В целом, рассмотренное оригинальное и во многих отношениях интересное исследование О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова представляет один из вариантов общей истории Земли, основанный на предлагаемой авторами геофизической модели. Эта модель построена на шатком основании тектоники плит, концепции которой (особенно представление о субдукции) не согласуются с многими геологическими фактами. Поэтому содержание книги не может рассматриваться как безальтернативная основа теории геологического развития Земли, на что претендуют авторы.

Кажется, что авторы пренебрегали важным принципом приоритета геологических фактов над геофизическими построениями при тех или иных геологических обобщениях, в том числе и при разработке геотектонических концепций [21].

Отсутствие точного знания физических параметров внутриземного вещества часто не позволяет решать геологические проблемы математическими расчетами. Это касается, в какой-то степени, и расчетов О. Г. Сорохтина. Замечания об условности параметров, применяемых им в расчетах, делались и другими исследователями [10].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И., Говоров И. Н., Тарарин И. А. и др. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана.— М.: Наука, 1991.
2. Зимины С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия.— М.: Наука, 1973.
3. Иванкин П. Ф. Морфоструктура и петрогенезис глубинных разломов.— М.: Недра, 1991.
4. Кориневский В. Г. Автохтонность гипербазитовых массивов Южного Урала // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 245, № 1.— С. 181—184.
5. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной.— М.: Мир, 1991.

6. Перчук Л. Л. Базиликация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIV.— М.: Наука, 1987.— С. 39—64.
7. Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXVIII сессии Международного геологического конгресса.— М.: Наука, 1991.
8. Смыслов А. А. Геодинамическая система литосферы и проблемы расширяющейся Земли // Материалы конференции.— М., 1984.— С. 150—158.
9. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм.— М.: Наука, 1991.
10. Унжов В. А. Тектоника плит.— Л.: Недра, 1981.
11. Фершгатер Г. Б., Бородина Н. С. Доказательство магматического происхождения уральских габбро, ассоциирующих с гипербазитами // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 261, № 5.— С. 1203—1209.
12. Фролова Т. И., Коновалов Ю. И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Вестник МГУ. Геология.— 1985.— № 2.— С. 54—74.
13. Чернов В. Г., Феногенов А. И. Об интрузивной природе альпинотипных ультрамафитов складчатых областей // 27 сессия Международного геологического конгресса: Тез. Т. 4, секция 08 09.— М.: Наука, 1984.— С. 279—281.
14. Carry S. W. Diapiric krikogenesis // The origin of arcs. Development Geotectonics 21.— Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1986.— P. 529—561.
15. Carter W. E., Robertson D. S. Studying the Earth by Very-Long Baseline Interferometry // Seient. Amer.— 1986.— V. 225, N 5.— P. 46—54.
16. Glomar Challenger Operations. Leg 78 A. Eastern Caribbean Sea, (Joides J.).— 1981.— V. 7, N 2.— P. 10—21.
17. Krebs W. Formation of Southwest Pacific island arc-trench and mountain systems: plate or global vertical tectonics? // Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1975.— V. 159, N 9.— P. 1639—1666.
18. Locardi E. Tyrrhenian volcanic arcs: volcanotectonics, petrogenesis and economic aspects // The origin of arcs. Developments Geotectonics 21.— Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1986.— P. 351—374.
19. Lowman P. D. Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis // J. Petrol. Geol.— 1985.— V. 8, N 4.— P. 373—388.
20. McCunn H. J. Vertical uplift explanation plate tectonics // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1970.— V. 57, N 59.— P. 1644—1667.
21. Wezel F. C. The Pacific island produced by post orogenic vertical tectonics // The origin of arcs. Development Geotectonics 21.— Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1986.— P. 529—561.

ИТИГ ДВО РАН  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
14 сентября 1992 г.

УДК 551.24 : 551.71

Ч. Б. Борукаев

## ТЕКТОНИКА ПЛИТ В АРХЕЕ

На базе материалов 28-й и 29-й сессий Международного геологического конгресса рассмотрены дискуссионные вопросы действия механизмов тектоники литосферных плит в архее. Показано, что новые материалы убедительно доказывают проявление этих механизмов примерно с рубежа около 4 млрд лет назад. В это время наряду с океанской корой уже существовали массы коры континентального типа и действовали процессы аккреции на конвергентных окраинах.

Со времени возникновения концепции тектоники литосферных плит прошло уже три десятилетия. За эти годы концепция стала ведущей геологической парадигмой, хотя в российской литературе вокруг нее продолжается оживленная полемика. Наряду с полным и активным неприятием новых идей (например, [3]) наблюдаются попытки ограничить действие законов тектоники плит современностью, мезозоем — кайнозоем, фанерозоем, рифеем — фанерозоем. Даже убежденные сторонники концепции В. Е. Хаин и Н. А. Божко пишут: «В венде завершился переходный этап к тектонике литосферных плит, которая становится отныне доминирующей формой тектогенеза» [7. С. 327].

Ранее [1. С. 10] автор пришел к выводу, что «проявления тектоники литосферных плит надежно фиксируются на протяжении по меньшей мере 3 млрд лет». В истории Земли было выделено три эпохи,



названных вслед за Г. Штилле эпохами  $\alpha$ -регенераций (поздний архей, ранний палеозой, мезозой — кайнозой), которые характеризуются дисперсным размещением сиалических масс на поверхности планеты. В эти эпохи плитотектонические процессы проявились в наиболее яркой форме, хорошо известной нам по наблюдениям за современной структурой и ее изменениями. Особый интерес вызывают, разумеется, ранние стадии развития Земли. Именно их изучение позволяет ответить на вопрос, когда начали действовать механизмы тектоники плит. Много принципиально новых данных в этом плане было приведено на 28-й (Вашингтон) и 29-й (Киото) сессиях Международного геологического конгресса. Эти данные, подтверждая ранее сделанные выводы, позволяют их уточнить и расширить.

До сих пор идут дискуссии о составе первичной земной коры. Некоторые исследователи последовательно отстаивают модифицированный вариант гипотезы зеленокаменных ядер роста континентов Дж. Т. Уилсона, предлагая новые термины, такие как «раннеархейские зеленокаменные бассейны» [5. С. 8]. Как известно, существует, по меньшей мере, две генерации зеленокаменных поясов. «Молодые» пояса формировались в интервале 2,9—2,7 млрд лет назад. Было замечено [1, 2], что они обычно образуют сгущения, которые трактовались как конвергентные границы литосферных плит. Полученные в последнее время материалы показывают, что на этих границах размещены образования, вполне сопоставимые с аккреционными комплексами фанерозоя и состоящие из толщ континентального склона, островных дуг, океанских плато, микроконтинентов и (возможно, но в очень небольших количествах) реликтов океанской коры. Иногда аккреционные комплексы соседствуют с вулканическими поясами, явно маркирующими активную континентальную окраину. Например, восточнее аккреционного комплекса Норсман-Уилуна провинции Йилгарн Западной Австралии расположен «фельзитовый вулканический пояс» [4]. Очевидна его связь с зоной субдукции.

Если ранее более древний возраст серых гнейсов относительно зеленокаменных комплексов порою лишь предполагался, то теперь в пользу этого получены надежные свидетельства. Так, в субпровинциях Сачиго и Вабигун Канадского щита [20] установлено широкое распространение мелководных эпиконтинентальных толщ, в которых ниже коматитов залегают базальные конгломераты, строматолитовые карбонатные породы и полосчатая железуродная формация. Их возраст определен в 2,85 млрд лет. Как и в фанерозойских аккреционных призмах, в зеленокаменных комплексах наблюдаются вергентность в сторону континентального блока, омоложение кислого вулканизма в противоположную сторону и смена мелководных образований глубоководными в том же направлении. Эти новые данные подтверждают представления об аккреционном характере областей сгущения зеленокаменных поясов и, следовательно, о действии механизмов тектоники плит в позднем архее [1, 8].

Допозднеархейские эпиконтинентальные толщи распространены на щитах древних платформ шире, чем это предполагалось. В конце 70-х годов они были достоверно установлены лишь на щите Пилбара Западной Австралии. Ныне к «платформенному чехлу» отнесены осадочные толщи провинции Лимпопо Южной Африки [41]. Это кварциты, мраморы, метапелиты и высокоглиноземистые гнейсы, сформировавшиеся в стабильных условиях в интервале между 3,6 и 3,2 млрд лет назад. Толща прорвана расслоенным базитовым комплексом Мессина (3,25 млрд лет) и затем интенсивно дислоцирована и метаморфизована в условиях гранулитовой фации совместно с некоторыми зеленокаменными поясами смежных районов [18]. Характер разреза и выдержанность фаций на площади действительно сближают эту толщу с платформенными чехлами, от которых она отлична только высокой степенью метаморфизма и дислоцированности. На щите Пилбара описаны интракратонные бассейны Лалла Роох и Уим Крик [9], близкие к структурам, именуемым в российской литературе орогенными. Выполняющие бассейны толщи несо-

гласно залегают на зеленокаменных комплексах Варравуна и Горг Крик, имеют возраст 3,0—2,9 млрд лет, т. е. одновозрастны нижним горизонтам зеленокаменных поясов щита Йилгари. Следовательно, подразделение зеленокаменных поясов на древние и молодые в известной мере условно. Четкого рубежа, который разделял бы эпохи их образования, нет.

Весьма интересные факты обнаружены в Гренландии. Супракрус-тальный комплекс района Исуа, содержащий полосчатые железные руды, имеет возраст 3,76 млрд лет, долгое время считался одним из древнейших и сопоставлялся с океанской корой. Ныне выяснено, что он подстилается более древним комплексом с возрастом 3,81 млрд лет, прорванным известково-щелочными плутонами [15]. Этот древний комплекс обладает характерными чертами аккреционного клина. В нагромождении покровов различаются турбидиты глубоководного желоба и реликты океанской коры. Среди последних выделяются базальты срединно-океанских хребтов и внехребтовые, вулканы подводных гор и вулканоплутонические субдукционные образования. Петрохимические исследования показывают, что породы мало отличаются от своих фанерозойских гомологов. Главное отличие аккреционного клина от фанерозойских усматривается [15] в том, что в нем породы океанского генезиса явно преобладают над турбидитами, тогда как в молодых клиньях это объемное соотношение обратное. Ш. Маруяма и соавторы справедливо считают аккреционный комплекс сильным прямым свидетельством действия механизмов тектоники плит на самых ранних стадиях развития Земли, доступных геологическим исследованиям.

Достоверно установленных древних зеленокаменных поясов сравнительно мало. Это пояса Исуа Гренландии, Барбертон Южной Африки, щита Пилбара Западной Австралии, возможно, Саргур Индостана. Давно отмеченное сходство вещественного состава этих и молодых (позднеархейских) комплексов служит основанием выделения зеленокаменных поясов как самостоятельного класса геоструктур. Успехи радиогеохронологии позволили выявить главные различия генераций. Если период формирования молодых поясов краток и оценивается примерно в 50 миллионов лет, то древних — растягивается до полумиллиарда [10].

Признаки присутствия материала разрушенной древней сиалической коры в молодых поясах широко известны, и количество их возрастает. Подобные признаки обнаружены и в комплексах древних поясов. Наряду с указанными ранее [2] к ним относятся ксенокристы цирконов в базисах щитов Каапвааль и Пилбара [10] и все увеличивающееся количество датировок обломочных цирконов с возрастом около 4 млрд лет. Первые такие цифры, полученные по цирконам из кварцитов Западной Австралии, произвели сенсацию. Ныне же сходные датировки получены в Гренландии [17], горах Бергус штата Монтана (США) [16], в провинции Слейв Канады [12], в Восточном Китае [14]. Не подвергается сомнению происхождение обломков зерен из пород гранитоидного класса (скорее всего, тоналит-грандземит-гранодиоритовой серии). Предполагается, что континентальная (или субконтинентальная) кора такого состава, по крайней мере, на 100 млн лет древнее нижних горизонтов древних зеленокаменных поясов [10].

Из этого можно с определенностью сделать вывод, что споры о первичности океанской или континентальной коры в значительной степени тщетны. Реликтов ни той, ни другой мы ныне не наблюдаем, если не считать упомянутых зерен обломочного циркона. Ясно только то, что 3,8 млрд лет назад коры обоих типов сосуществовали. Похоже, что такие представления получают если не общее, то по крайней мере широкое признание. Проблема переводится в плоскость количественных (площадных, объемных) соотношений типов коры на поверхности планеты и генезиса континентальной (субконтинентальной) коры. В этом плане высказываются разные гипотезы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч. Б. Тектоника литосферных плит в докембрии // Геология и геофизика. — 1984. — № 7. — С. 3–12.
2. Борукаев Ч. Б. Геодинамические обстановки в раннем докембрии // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. — М.: Наука, 1986. — С. 238–252.
3. Власов Г. М. Почему тектоника плит принимается не всеми? // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 2. — С. 125–130.
4. Гроес Д. И., Батт У. Д. Факторы, контролирующие гетерогенное распределение металлогенических ассоциаций в архейских зеленокаменных поясах на примере Западно-Австралийского щита // Геология докембрия. — М.: Наука, 1984. — С. 133–143.
5. Новикова А. С., Штрейс Н. А., Щипанский А. А. Гранит-зеленокаменные области и проблема архейской океанической коры // Геотектоника. — 1991. — № 4. — С. 3–9.
6. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991.
7. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. — М.: Недра, 1988.
8. Barley M. E., Blake T. S., Groves D. I. Archean extension and convergent craton margins in Western Australia: plate tectonic controls on Late Archean metallogeny // 28th Internat. Geol. Congr. Abstr. — 1989. — V. 3. — P. 1–88.
9. Barley M. E., Krapez B. Evolution of Archean (3.0–2.9 Ga) intracratonic basins, Pilbara Craton, Western Australia // Ibid. — P. 88.
10. Condie K. C. Early Archean greenstones and the delayed appearance of cratons // 29th Internat. Geol. Congr. Abstr. — 1992. — V. 3. — P. 3.
11. Eriksson K. A. Archean and Early Proterozoic basin models: comparison with possible Phanerozoic counterparts // 28th Internat. Geol. Congr. Abstr. — 1989. — V. 3. — P. 457.
12. Hyodo H., Itaya T. Geochronological traverse across the Proterozoic Wopmay-Slave boundary, Canada // 29th Internat. Geol. Congr. Abstr. — Kyoto, Japan. — 1992. — P. 630.
13. Kröner A. Plate motion, crustal accretion and supercontinent assemblage since the Early Archean // 28th Internat. Geol. Congr. Abstr. — 1989. — V. 3. — P. 230.
14. Lin D. Y., Nutman A. P., Compston W. et al. Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton // Geology. — 1992. — V. 20, N 4. — P. 339–342.
15. Maruyama Sh., Masuda T., Nohda S., Appel P. The earliest records on oceanic and continental crusts from 3.8 Ga accretionary complex, Isua, Greenland // 29th Internat. Geol. Congr. Abstr. — 1992. — V. 3. — P. 5.
16. Mueller P. A., Wooden J. L., Nutman A. P. 3.96 Ga zircons from an Archean quartzite, Beartooth Mountains, Montana // Geology. — 1992. — V. 20, N 4. — P. 327–330.
17. Nutman A., Kinny P., Friend C., Mc Gregor V. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Archaean Amitsoq gneiss complex, southern West Greenland // 29th Internat. Geol. Congr. Abstr. — Kyoto, Japan. — 1992. — P. 626.
18. Roering C., van Reenen D. D., Barton J. M. Geotranssect of Limpopo Granulite Terrane margin in South Africa // 28th Internat. Geol. Congr. Abstr. — 1989. — V. 3. — P. 3–713.
19. Singh Dr. An evolutionary plate tectonic model of Indian Shield // Ibid. — P. 3–122.
20. Thurston P. C., Stott G. M. Secular progression and episodicity in Superior Province // Ibid. — P. 3–239.

ИТuГ ДВО РАН  
Хабаровск

Получила в редакцию  
6 октября 1992 г.