

**Том 22, номер 1**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Январь-Февраль 2003**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

**ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР**  
**МОИСЕЕНКО В.Г.**



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

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Т.Б. Русакова, И.Н. Котляр.</i> Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) .....	3
<i>Ю.Д. Марков, А.В. Можеровский, А.Н. Деркачев, И.В. Уткин, Н.А. Серeda, Н.Н. Баринов.</i> Проблема происхождения высокожелезистых слоистых силикатов в осадках островного шельфа Японского моря .....	18
<i>Л.А. Изосов.</i> Среднепалеозойский этап развития и особенности металлогении Япономорской зоны перехода континент – океан .....	37
<i>О.В. Дударев, А.И. Боцул, И.П. Семилетов, А.Н. Чаркин.</i> Современное осадкообразование в прибрежно-шельфовой криолитозоне пролива Дмитрия Лаптева (Восточно-Сибирское море) .....	51
<i>П.Ф. Волгин, В.И. Исаев, В.Ю. Косыгин.</i> Нефтегазоносность верхнемеловых отложений южной части Сахалина .....	61
<i>Ю. С. Бретштейн, Ю.Д. Захаров, А. В. Климова.</i> Палеомагнитное изучение триасовых отложений Южного Приморья (предварительные результаты) .....	71
<i>Л.Л. Петухова, В.С. Приходько, В.М. Чубаров.</i> Сравнительная минералогия позднекайнозойских щелочных базальтоидов Западного и Восточного Сихотэ-Алиня .....	83
<i>С.В. Рассказов, Е.В. Саранина, Ю.А. Мартынов, А.А. Чащин, С.О. Максимов, И.С. Брандт, С.Б. Брандт, М.Н. Масловская, С.В. Коваленко.</i> Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья .....	92
<b>Некролог</b>	
Карсаков Леонид Пантелеймонович (1935–2002) .....	110
<i>Правила оформления статей</i> .....	111

## CONTENTS

<i>T.B. Rusakova, and I.N. Kotlyar. Geochronology of granitoid intrusion complexes of the Main Kolyma Batholith Belt (Northeastern Russia)</i> .....	3
<i>Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, A.N. Derkachev, I.V. Utkin, N.A. Sereda, N.N. Barinov. The origin problem of the Fe-rich layered silicates in sediments of the Japan Sea island shelf</i> .....	18
<i>L. A. Izosov. Middle Paleozoic evolution and metallogenic features of the Japan Sea continent-ocean transitional zone</i> .....	37
<i>O.V. Dudarev, A.I. Botsul, I.P. Semiletov, A.N. Charkin. Modern sedimentation within the near-coastal shelf cryolitic zone of the Dmitriy Laptev Strait of the East Siberian Sea</i> .....	51
<i>P.F. Volgin, V.I. Isaev, V.Yu. Kosygin. Oil and gas potential of the Upper Cretaceous deposits, Southern Sakhalin</i> .....	61
<i>Yu.S. Bretshtein, Yu.D. Zakharov, A.V. Klimova. Paleomagnetic study of Triassic deposits in Southern Primorye (preliminary results)</i> .....	71
<i>L.L. Petukhova, V.S. Prikhodko, V.M. Chubarov. Comparative mineralogy of Late Cenozoic alkali basalts, Western and Eastern Sikhote-Alin</i> .....	83
<i>S.V. Rasskazov, E.V. Saranina, Yu.A. Martynov, A.A. Chashchin, S.O. Maksimov, I.S. Brandt, S.B. Brandt, M.N. Maslovskaya, S.V. Kovalenko. Evolution of Late Cenozoic magmatism at the active continental margin of Southern Primorye</i> .....	92
 <b>Obituary</b>	
<i>L.P. Karsakov (1935–2002)</i> .....	110
<i>Notes for Contributors</i> .....	111

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГЛАВНОГО КОЛЫМСКОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Т.Б. Русакова, И.Н. Котляр

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

На основе комплексного анализа изотопных (Rb-Sr, K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb методы) и геологических материалов доказываемся среднеюрский возраст нера-бохапчинского, басугуньинского и колымского интрузивных комплексов, слагающих Главный Колымский батолитовый пояс. Показано, что изотопные системы гранитоидов были неоднократно нарушены в процессе формирования золото-редкометалльных, золото-кварцевых, оловянных руд, при внедрении поздних интрузий. Предложен новый методический подход к интерпретации изотопных данных.

**Ключевые слова:** Rb-Sr- и K-Ar-методы, изохроны, гистограммы, реликтовые даты, гранитоиды, Северо-Восток России.

## ВВЕДЕНИЕ

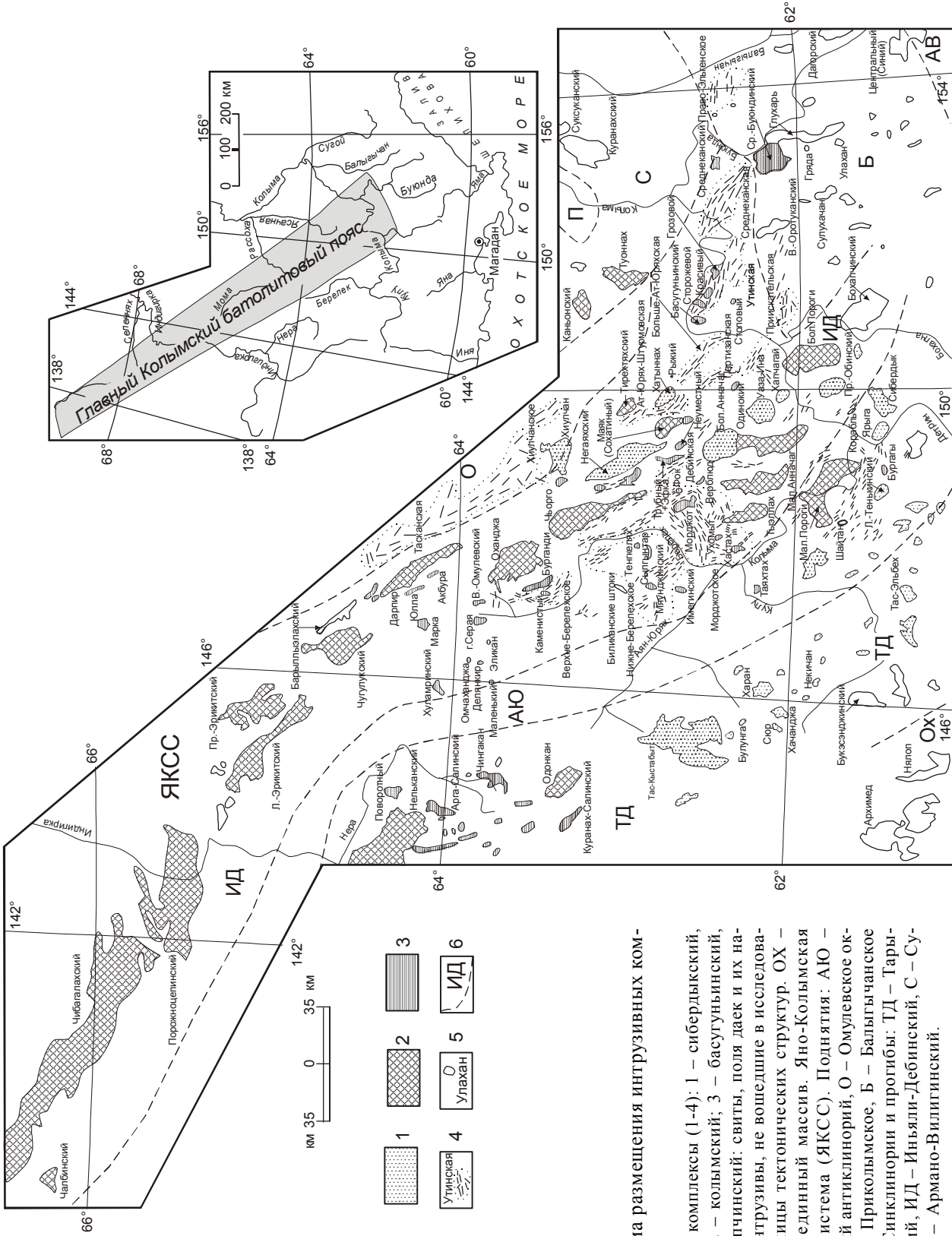
Главный Колымский батолитовый пояс (ГКБП) является составной частью Яно-Колымской складчатой системы (ЯКСС). Он простирается на 1100 км от верховьев р. Колымы до верховьев р. Селенных (рис. 1) и характеризуется насыщенностью полиформационными магматическими образованиями. В предлагаемой статье приводятся имеющиеся на сегодняшний день результаты Rb-Sr-, K-Ar-,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - и U-Pb-датирования по трем ранним и наиболее распространенным интрузивным комплексам пояса: нера-бохапчинскому малых интрузий, басугуньинскому многофазному и колымскому батолитовому. Цель работы – на основе согласования результатов различных изотопных методов между собой и с геологическими данными установить время внедрения интрузий и моменты их термальных постмагматических преобразований.

Представление о наличии в регионе разновозрастных, различающихся между собой по составу интрузивных комплексов впервые было выдвинуто Ю.А. Билибиным. К наиболее древним образованиям он отнес гранитные батолиты, с которыми увязал золотое оруденение. Затем он же [1] и Е.Т. Шаталов [25] выделили в бассейне р. Колымы добатолитовые малые интрузии (позже они стали называться нера-бохапчинскими), раннемеловые граниты "колымского типа", а на побережье Охотского моря – поздне-меловые гранитоиды "охотского" типа (рис. 2). Е.К. Устиев [21] дайковые свиты, связанное с ними золотое

оруденение и батолитовые гранитоидные интрузии отнес к позднеюрской фазе магматизма (рис. 2). Позднее В.Т. Матвеев [10] в дополнение к колымскому и охотскому комплексам выделил позднеюрский басугуньино-хатыннахский (басугуньинский), следующий за малыми интрузиями, но предшествующий колымским батолитам. Следует специально подчеркнуть, что возраст плутонов определялся, исходя из предположения об их интрузивных соотношениях с келловейскими отложениями, которые в то время относились к верхнему отделу юрской системы.

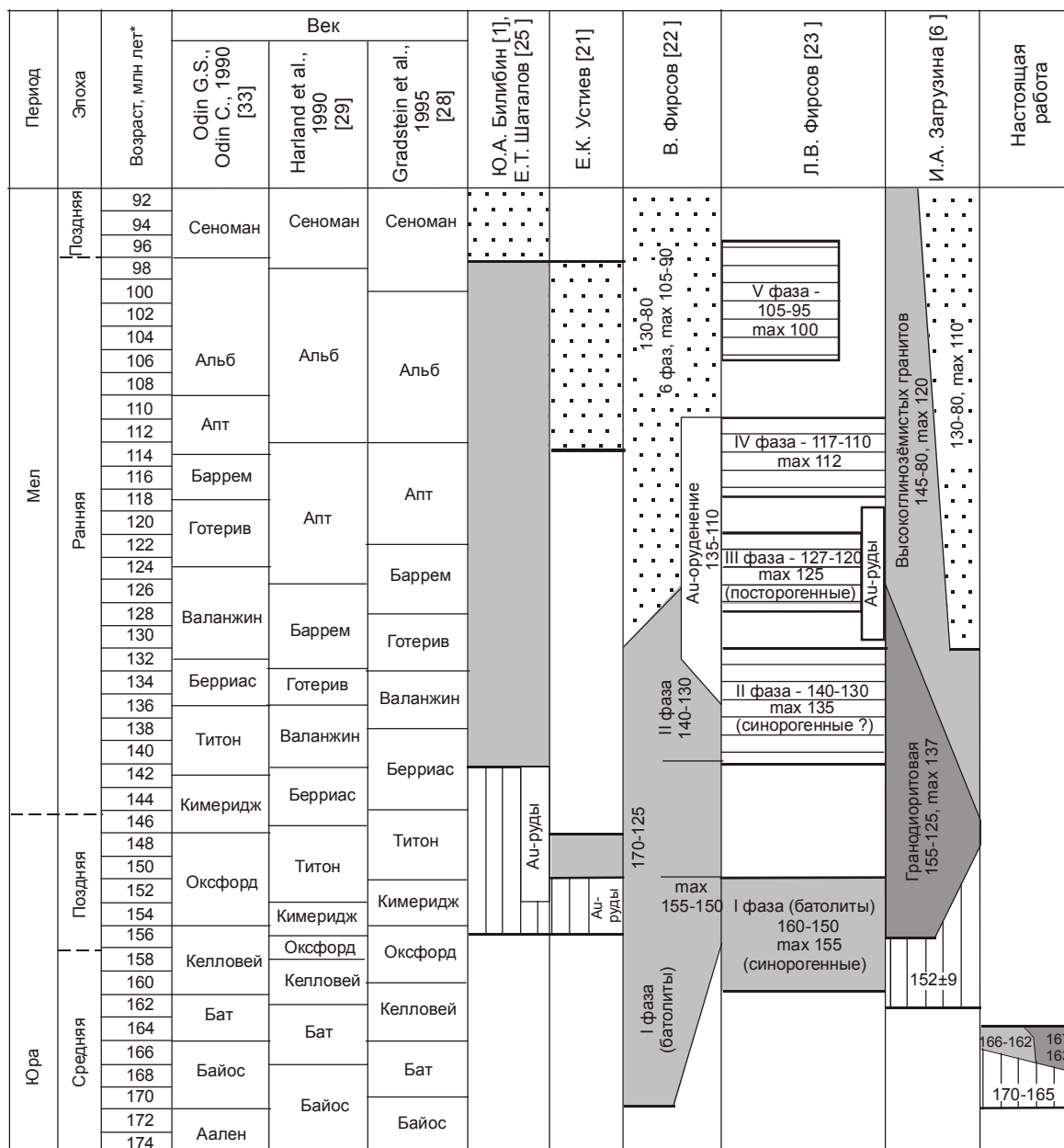
С середины 50-х годов возраст интрузивных комплексов рассматривался с учетом данных геохронометрии. За более чем 40-летний период изотопного датирования пород региона получен большой массив K-Ar-, Rb-Sr-,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -дат, но интерпретация их исследователями проводилась различно.

Л.В. Фирсов, первым проанализировавший результаты изотопных исследований для массивов ГКБП, трактовал K-Ar-даты с позиций длительности становления интрузий [22, 23]. Он использовал только осредненные данные – либо средние арифметические для небольшого количества анализов, либо максимумы на гистограммах (для больших совокупностей), которые и принимал за время проявления отдельных импульсов гранитоидного магматизма. Согласно ему [22], формирование колымских интрузий происходило в интервале 170–125 млн лет. Несколько позже [23] он значительно сузил возраст колымских гранитов (рис. 2).



**Рис. 1.** Схема размещения интрузивных комплексов.

Интрузивные комплексы (1-4): 1 – сибердыкский, негаяхский, 2 – колымский, 3 – басугуньинский, 4 – нера-бохапчинский: свиты, поля даек и их названия; 5 – интрузивы, не вошедшие в исследование; 6 – границы тектонических структур. ОХ – Охотский срединный массив. Яно-Колымская складчатая система (ЯКСС). Поднятия: АЮ – Аян-Юрахский антиклинорий, О – Омулевское окрестное, П – Приколымское, Б – Балгычанское внутреннее. Синклинории и прогибы: ТД – Тарыно-Детринский, ИД – Иньяли-Дебинский, С – Сугойский, АВ – Арmano-Вилигинский.



\* Значение возраста относится к концу интервала



Рис. 2. Корреляционная схема интрузивных комплексов.

1–5 – комплексы: 1- охотский, 2 – колымский, 3 – басугуньинский, 4 – нера-бохапчинский, 5 – прочие; 6 – возраст, млн лет.

И.А. Загрузиной [6, 7] был применен метод статистической обработки совокупностей К-Аг-дат, полученных для конкретных магматических формаций и комплексов, самостоятельность которых установлена геологически. Исходя из этих постулатов, становление формаций ГКБП происходило в период от 160 до 80 млн лет назад (рис. 2).

Более позднее Rb-Sr-изохронное датирование пород ГКБП как будто бы подтвердило наличие в регионе позднеюрских, ранне- и позднемеловых интрузивных комплексов [11].

Начиная с 80-х годов, развитие региона рассматривается многими исследователями с неомобилистских позиций. В зависимости от точки зре-

ния авторов о возрасте массивов и их соотношениях со складчатыми структурами, интрузивные комплексы относились к позднеюрским коллизионным (И.И. Абрамович и др., 2000 г.), позднеюрским–неокомовым постаккреционным [16], позднеюрско-раннемеловым аккреционным [4], неокомовым синаккреционным [26], раннемеловым постаккреционным (коллизионным) [20] образованиям.

#### МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Расчет Rb-Sr-изохрон, построение гистограмм, расчет средних значений возраста магматических комплексов проводились по методике Isoplot [31]. Ошибки в определении концентраций Rb и Sr в таблицах 1 и 2 не превышали 1% ( $\pm\sigma$ ), в соотношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,05\%$  ( $\pm\sigma$ ). При значении СКВО\* более 1 возраст рассчитывался по третьей модели. Так как в районах с длительной эндогенной активностью геохимическая однородность изотопных систем неоднократно нарушалась [6, 9, 14], наблюдается высокая природная дисперсия концентраций изотопов Rb и Sr. В связи с этим погрешности в определении возраста приводятся с доверительным интервалом  $0,67 (\pm\sigma)$ . Изложенная методика несколько отличается от принятой в работе [9], в связи с чем значение возрастов и их ошибок незначительно разнятся от ранее опубликованных.

При интерпретации изотопных данных авторы придерживаются методологии, принципиальные положения которой сводятся к следующему [5, 9]. Основой для интерпретации результатов K-Ar-датирования служат гистограммы распределения дат, построенные для отдельных магматических фаз или интрузий, однородность которых доказана. Истинному возрасту породы отвечают максимальные (реликтовые) K-Ar-даты и наиболее древние Rb-Sr-изохронные, поскольку в одних и тех же массивах (фазах) наблюдается, как правило, совпадение тех и других. Совокупности более молодых дат образуют на гистограммах отчетливо выраженные минимумы и максимумы, которые нередко повторяются в разных массивах. Минимумы, по мнению авторов, указывают на время термальных преобразований, когда ранее накопившийся изотоп либо удалялся, либо был гомогенизирован в породе, а однотипность расположения их на гистограммах самых разных массивов свидетель-

ствует, что эти преобразования, скорей всего, обусловлены региональными факторами. Следующие за минимумами даты фиксируют моменты повторных включений изотопных часов в породах.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

**Нера-бохапчинский комплекс малых интрузий** представлен дайками и небольшими телами порфировых пород среднего состава при подчиненной роли основных и кислых. Наиболее характерны диорит-порфиры, затронутые в разной степени изменениями пропилит-березитового типа, вплоть до образования полнопроявленных метасоматитов. Как правило, дайки образуют протяженные свиты, реже изометричные поля, локализованы преимущественно в Иньяли-Дебинском мегасинклиории (ИД), в меньшей степени развиты в других структурах (рис. 1). Зачастую к ним приурочены жилы кварцевого, карбонат-кварцевого, хлорит-кварцевого состава с золотой минерализацией. Дайки размещаются среди пермских, триасовых, ниже- и среднеюрских (не моложе бата) отложений, совместно с ними расланцованы, будинированы.

На гистограммах конкретных дайковых свит выделяются две совокупности дат: 168–150 и 145–75 млн лет\*, разделенные ярко выраженным минимумом в диапазоне 150–145 млн лет (рис. 3). Еще один минимум отмечается в интервале 105–100 млн лет. Вариации K-Ar-дат, кроме того, нередко характерны и для отдельной дайки, породы которой заведомо относятся к единой фазе внедрения. Так, по дайке Среднеканской наряду с древней датой в 162 млн лет ярко выражен интервал 140–135 млн лет, дайке Незаметной (Среднеканская свита) – 165 и 139–138 млн лет, дайке № 13 (Утинская свита) – 167 и 156–152 млн лет.

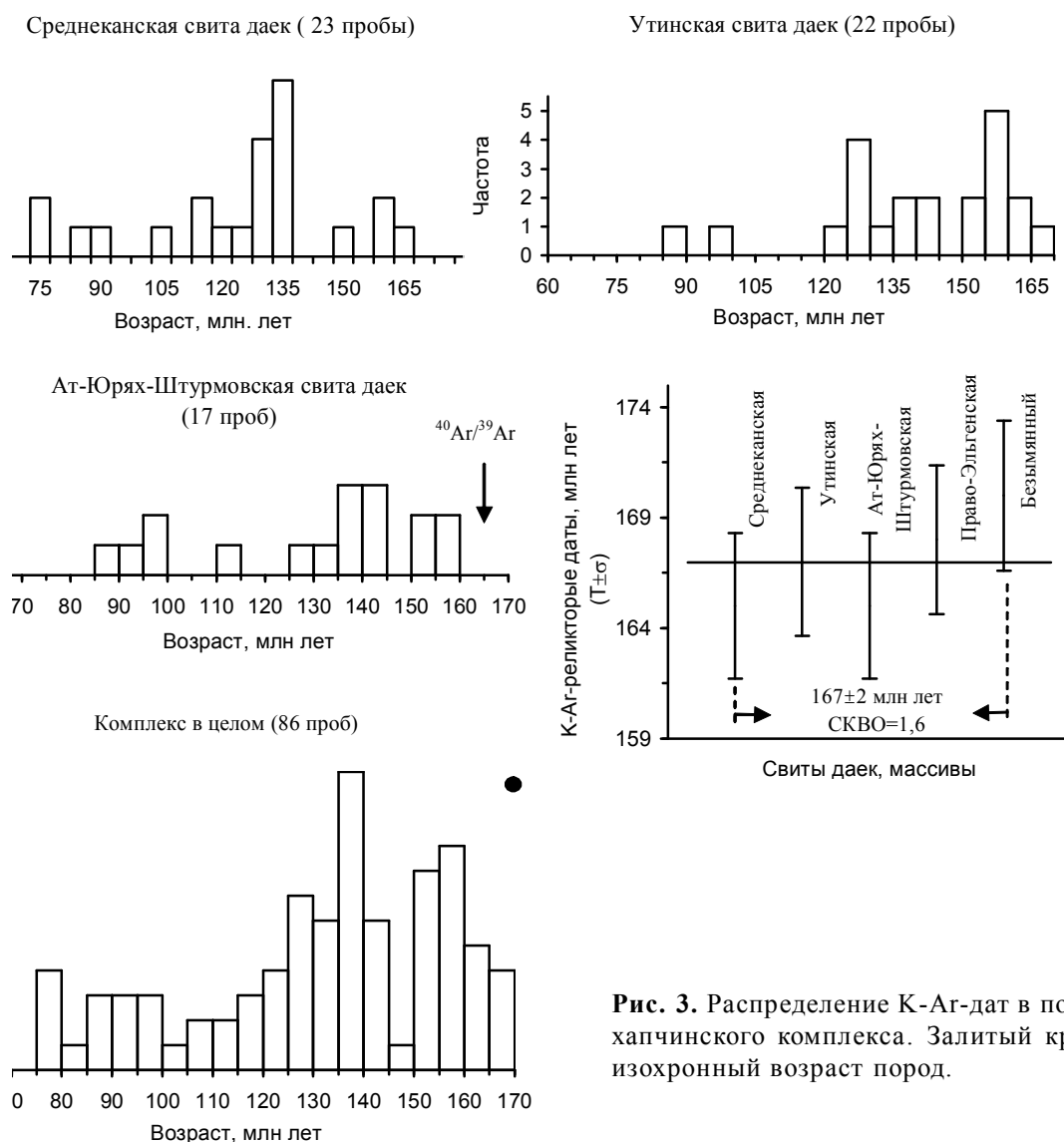
На северо-западном фланге Тарыно-Детринского синклиория (ТДС) к нера-бохапчинскому комплексу нами отнесены малые тела и дайки гранодиоритов, по которым получены достаточно древние Rb-Sr- и K-Ar-даты. В частности, для малой интрузии Безымянной выявлена Rb-Sr-изохронная дата  $170 \pm 18$  млн лет (табл. 1) и реликтовая K-Ar-дата – 170 млн лет [14].

Реликтовые K-Ar-даты, фиксирующие время формирования малых тел, единичны (рис. 3). Их средний возраст\*\* составляет  $167 \pm 2$ ; СКВО=1,6.

\* Здесь и далее аналитические данные K-Ar-датирования приведены в [8, 9].

\*\* Здесь и далее значение среднего возраста рассчитано по методике "Isoplot" с доверительным интервалом  $\pm 2\sigma$  [31].

\*СКВО – средний квадрат взвешенных отклонений экспериментальных точек от линии наилучшего соответствия изохроны.



**Рис. 3.** Распределение К-Аг-дат в породах нера-бохапчинского комплекса. Залитый кружок – Rb-Sr-изохронный возраст пород.

Таким образом, внедрение и кристаллизация даек нера-бохапчинского комплекса приходится на интервал 170–165 млн лет. Этапы метаморфизма, сопровождающиеся неоднократными термальными воздействиями, привели к нарушению равновесия изотопных систем в породах и фиксируются отсутствием датировок в интервале 150–145 и минимумом в диапазоне 105–100 млн лет.

**Басугуньинский комплекс** представлен гипабиссальными многофазными интрузиями переменного состава, размещающимися среди пермских, триасовых и ниже- и среднеюрских (преимущественно аален-байосских, реже батских) отложений. Массивы метаморфизуют дайки нера-бохапчинского комплекса, геологические взаимоотношения с колымским комплексом неясны.

Отличительные особенности комплекса – небольшие размеры интрузий (менее 120 км<sup>2</sup>), многофазное их строение (от габбродиоритов и диоритов ранних фаз до гранодиорит-адамеллит-гранитов – поздних), устойчивые минеральные парагенезисы в гранитоидах амфибола с биотитом, андезином, ортоклазом, кварцем, гранатом, ильменитом. Интрузии с этими признаками развиты преимущественно в ИД (массивы Басугуньинской группы – Басугуньинский, Сторожевой, Красивый, Грозовой, Столовый; интрузии Морджот и Тенгкелях), меньше в Аян-Юряхском антиклинории (АЮ) – массив Бургагынский и др. (рис. 1).

На примере изученной нами в 1998 г. Басугуньинской группы интрузий с привлечением данных по массивам Морджот и Бургагынский можно проследить историю формирования комплекса.



Таблица 1. Результаты Rb-Sr-датирования пород.

Номер пробы	Порода, минерал	$^{87}\text{Rb}$ , мкг/г	$^{86}\text{Sr}$ , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	Параметры изохроны
1	2	3	4	5	6	7
<b>Нера-Бохапчинский комплекс</b>						
Массив Безымянный						
Аналитические данные по [14]						
a-2850	Гранодиорит	32,45	22,55	1,42	0,7070	
a-2740	Гранодиорит	36,10	22,45	1,59	0,7077	T=170±18 млн лет
a-2729	Гранодиорит	35,30	21,28	1,64	0,7073	I <sub>0</sub> =0,7035±0,0005
a-2860	Гранодиорит	38,76	19,04	2,01	0,7079	СКВО=1,0
a-2745	Гранодиорит	35,94	11,33	3,14	0,7112	
<b>Басугуньинский комплекс</b>						
Массив Красивый						
Коллекция Н.А. Горячева						
Б-15-г*	Биотит из гранита (II фаза)	149,79	0,51	290,68	1,3080	T=145±1 млн лет
Б-15-г*	Гранит (II фаза)	34,83	15,31	2,25	0,7128	I <sub>0</sub> =0,7081±0,0004
Б-15-4*	Диорит (I фаза)	21,31	19,78	1,07	0,7103	СКВО=0,01
Массив Красивый						
Коллекция Т.Б. Русаковой						
82	Гранит (III фаза)	41,36	9,97	4,10	0,7181	
83	Гранит-порфир (III фаза)	43,12	8,41	5,07	0,7203	T=146±7 млн лет
84	Гранодиорит (II фаза)	32,12	14,89	2,13	0,7140	I <sub>0</sub> =0,7097±0,0004
69	Диорит (I фаза)	8,20	17,02	0,48	0,7104	СКВО=0,42
78	Диорит-порфирит (I фаза)	19,56	18,01	1,07	0,7123	
66	Кварцевый диорит (I фаза)	13,89	22,35	0,61	0,7110	
Массив Басугуньинский (северная часть)						
Коллекция Н.А. Горячева						
Б-5а-1	Гранит (II фаза)	36,24	14,49	2,47	0,7186	
Б-6	Гранит (II фаза)	66,91	3,77	17,55	0,7461	T=128±4 млн лет
Б-8	Гранит (II фаза)	58,39	3,30	17,52	0,7466	I <sub>0</sub> =0,7141±0,0011
Б-10	Гранит (II фаза)	46,92	9,46	4,90	0,7231	СКВО=0,83
Б-10а	Гранит (II фаза)	45,76	2,8	16,17	0,7431	
Массив Басугуньинский (западная часть)						
Коллекция Н.А. Горячева						
Б-12*	Лейкогранит (III фаза)	45,08	11,74	3,80	0,7149	T=126±5 млн лет
Б-12А*	Лейкогранит (III фаза)	50,97	2,39	21,05	0,7457	I <sub>0</sub> =0,7080±0,0012
Б-13*	Гранит (II фаза)	36,52	15,92	2,27	0,7120	СКВО=0,1
Массив Столовый						
Коллекции Т.Б. Русаковой, Н.А. Горячева						
19	Аплит (III фаза)	47,34	1,54	30,39	0,7635	T=126±2 млн лет
1085	Гранодиорит (II фаза)	43,15	16,13	2,64	0,7129	I <sub>0</sub> =0,7086±0,0005
1085	Гранодиорит, биотит (II фаза)	141,40	0,29	484,16	1,5766	СКВО=0,9
Массив Столовый						
Коллекция Т.Б. Русаковой						
14	Гранодиорит (II фаза)	39,20	13,42	2,89	0,7117	T=142±3 млн лет
17	Гранодиорит (II фаза)	41,11	12,43	3,27	0,7124	I <sub>0</sub> =0,7058±0,0001
4	Диорит (I фаза)	10,80	26,71	0,40	0,7066	СКВО=0,01
Массив Столовый						
Коллекция Т.Б. Русаковой						
22	Гранит-порфир (III фаза)	31,22	7,78	3,97	0,7177	
13	Гранодиорит (II фаза)	40,36	13,43	2,97	0,7152	T=166±3 млн лет
16	Гранодиорит (II фаза)	43,92	13,18	3,29	0,7161	I <sub>0</sub> =0,7082±0,0001
7	Диорит кварцевый (I фаза)	20,00	19,05	1,04	0,7107	СКВО=0,06

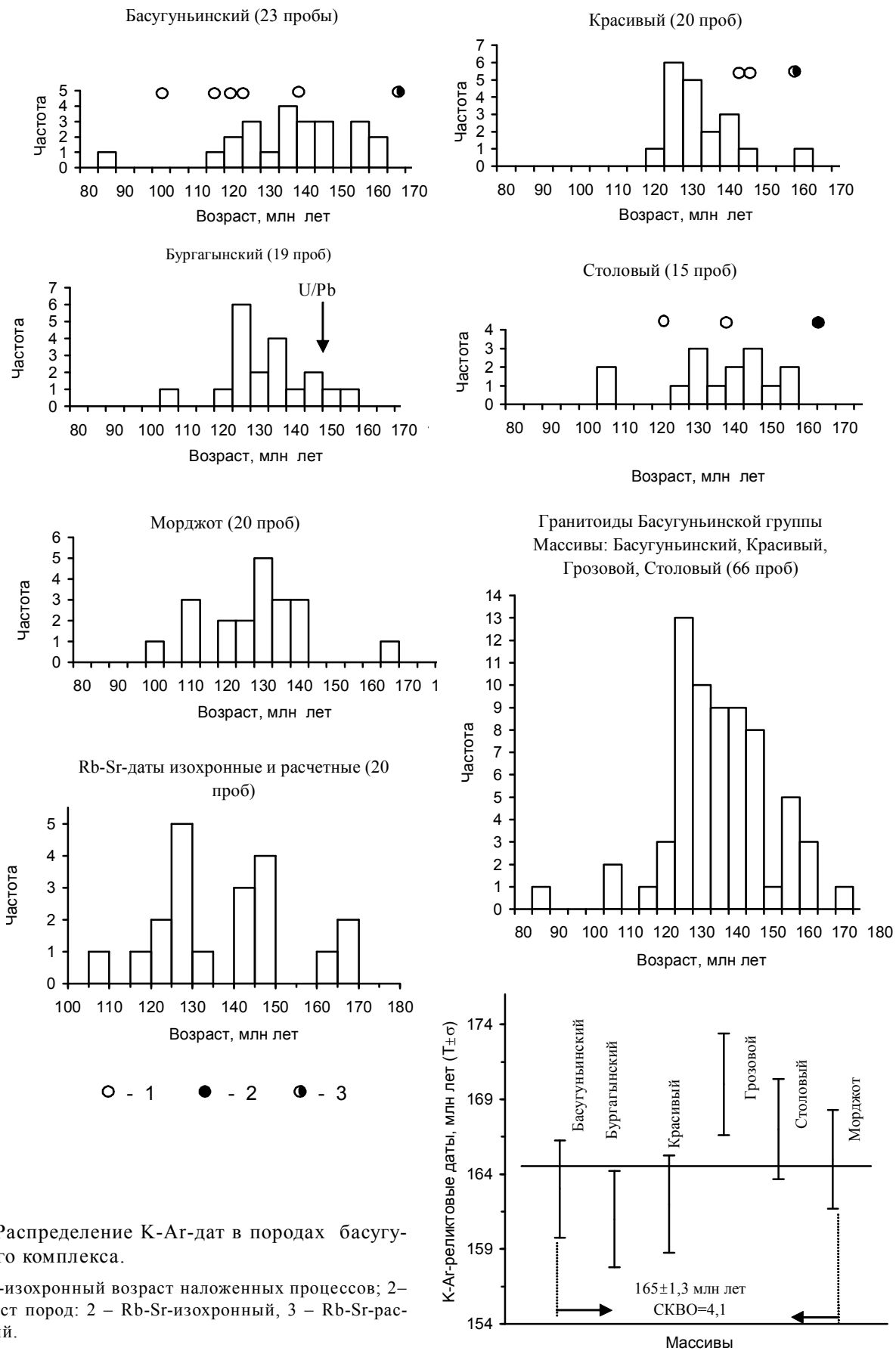
Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7
<b>Колымский комплекс</b>						
Массив Чьорго						
Коллекция П.П. Колесниченко						
75/6	Адамеллит	53,42	10,46	5,05	0,7160	
76/1	Адамеллит	38,65	11,67	3,27	0,7113	T=160±7 млн лет
76/7	Лейкогранит	44,00	3,68	11,81	0,7310	I <sub>0</sub> =0,7037±0,0006
77/3	Адамеллит	51,60	14,33	3,56	0,7114	СКВО=2,9
78/11	Лейкогранит	40,08	4,44	8,91	0,7234	
Массив Маяк						
Коллекция Н.А. Горячева						
1213	Гранит	91,07	2,28	39,47	0,7992	
1217	Гранит	58,88	4,22	13,81	0,7402	T=163±3 млн лет
1219	Гранит	47,12	4,25	10,96	0,7339	I <sub>0</sub> =0,7081±0,0011
1221	Гранит	51,36	5,16	9,84	0,7293	СКВО=5,3
1223	Гранит	56,54	6,42	8,70	0,7289	
Массив Большой Анначаг (юг)						
Коллекция Н.А. Горячева						
14	Гранит	33,55	5,17	6,42	0,7241	
16	Лейкогранит	56,63	3,25	17,21	0,7492	T=166±7 млн лет
19	Лейкогранит	69,13	4,66	14,68	0,7426	I <sub>0</sub> =0,7079±0,0015
20	Лейкогранит	96,51	2,65	36,03	0,7925	СКВО=6,5
23	Гранит	58,07	5,77	9,96	0,7300	
Массив Каньон						
Коллекция Е.Ф. Дылевского						
510-8	Гранит	49,39	7,13	6,93	0,7242	T=164±1 млн лет
514-7	Гранит	38,56	20,75	1,86	0,7124	I <sub>0</sub> =0,7081±0,0003
521-1	Гранит	46,26	15,84	2,92	0,7149	СКВО=0,003
Массив Чибгалахский						
Коллекция Ю.И. Сенотрусова						
1079/2	Биотитовый гранит	47,39	7,86	6,03	0,7224	
1253/1	Гранодиорит	37,68	12,48	3,02	0,7167	T=168±8 млн лет
2086	Биотитовый гранит	63,06	9,12	6,91	0,7263	I <sub>0</sub> =0,7092±0,0013
2640-7a	Аплит	7,23	20,74	0,35	0,7101	СКВО=3,2
2645	Гранит двуслюдяной	71,54	4,43	16,15	0,7481	
3040/1a	Аплитовидный гранит	53,68	2,71	19,80	0,7564	
Массив Чалбинский						
Коллекция Ю.И. Сенотрусова						
3339	Гранит	100,40	5,02	19,98	0,7567	
3343/17	Гранит	113,40	2,77	40,97	0,8081	T=167±5 млн лет
3350/3	Гранит	85,06	6,60	12,90	0,7408	I <sub>0</sub> =0,7098±0,0015
3370/2	Гранит	100,50	5,51	18,23	0,7534	СКВО=0,86
3372	Лейкогранит	81,09	2,82	28,81	0,7779	
Массив Порожноцепинский						
Аналитические данные по [27]						
Н.д.	Гранит	59,66	8,11	7,27	0,7280	T=162±7 млн лет
Н.д.	Гранит	60,26	7,38	8,07	0,7304	I <sub>0</sub> =0,7112±0,0010
Н.д.	Гранит	63,53	5,09	12,33	0,7393	СКВО=1,9
Н.д.	Гранит	55,50	10,67	5,14	0,7226	

Примечание. \* – анализы выполнены в лаборатории ГИ ЯФ СО РАН.

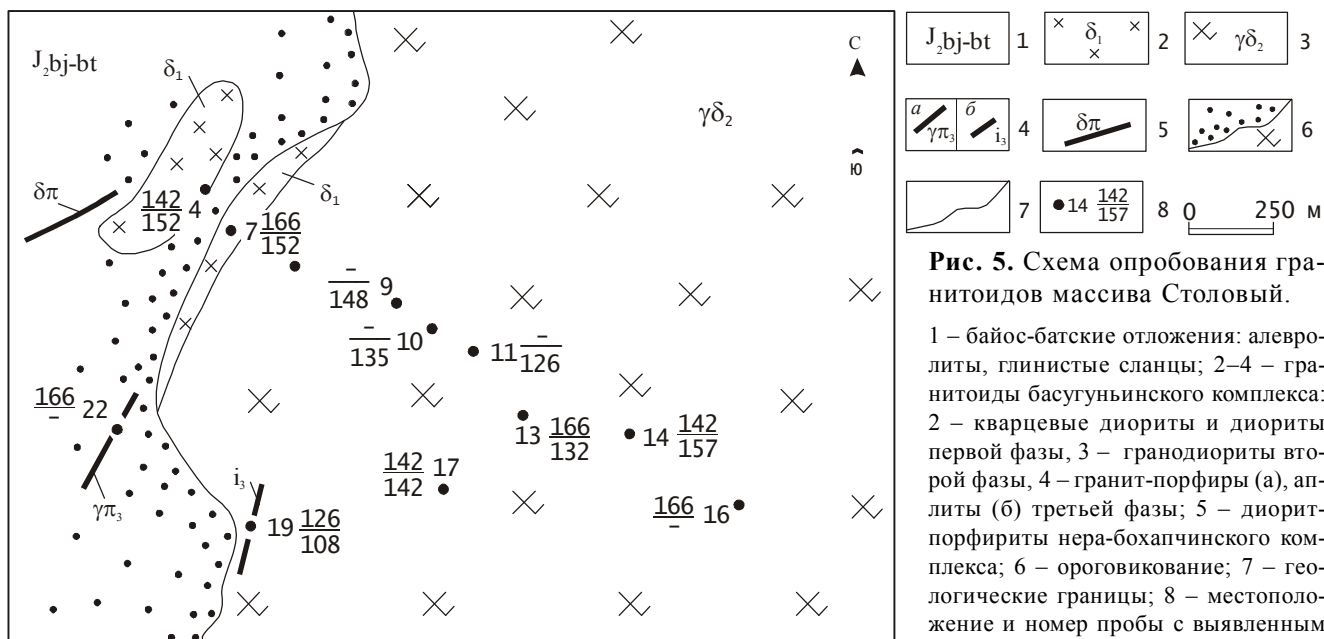
Rb-Sr-изохронное датирование выявило ряд дат: наиболее древнюю – 166 млн лет (массив Столовый) и еще две группы в диапазоне 146–142 и 128–126 млн лет (рис. 4, табл. 1). При этом просматривается отсутствие корреляции дат с фазами внедрения: в

массиве Столовый на изохрону в 166 млн лет укладываются образцы, отобранные из первой, второй и третьей фаз, в 142 млн лет – породы первой и второй фаз (рис. 5), аналогичная картина наблюдается по массиву Красивый (табл. 1).



**Рис. 4.** Распределение К-Аг-дат в породах басугунинского комплекса.

1 – Rb-Sr-изохронный возраст наложенных процессов; 2– 3 – возраст пород: 2 – Rb-Sr-изохронный, 3 – Rb-Sr-рассчитанный.



**Рис. 5.** Схема опробования гранитоидов массива Столовый.

1 – байос-батские отложения: алевролиты, глинистые сланцы; 2–4 – гранитоиды басугуньинского комплекса: 2 – кварцевые диориты и диориты первой фазы, 3 – гранодиориты второй фазы, 4 – гранит-порфиры (а), аплиты (б) третьей фазы; 5 – диорит-порфиры нера-бохапчинского комплекса; 6 – ороговикование; 7 – геологические границы; 8 – местоположение и номер пробы с выявленным возрастом, млн лет: в числителе – Rb-Sr-изохронный, в знаменателе – K-Ar.

**Таблица 2.** Рассчитанные Rb-Sr-даты по биотитам и породе.\*

Порода	Номер пробы	<sup>87</sup> Rb, мкг/г	<sup>86</sup> Sr, мкг/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Дата, млн лет, при I <sub>0</sub> =				
						0,708	0,710	0,712	0,714	
Массив Басугуньинский										
Лейкогранит	Б-12	186,43	0,85	216,03	1,0810	121±1,2	121	120		
Гранит	Б-13	189,99	1,28	147,22	0,9300	107±1,1	106	105		
<b>Лейкогранит</b>	Б-12А-1	71,41	0,88	79,96	0,8700	143±1,5				138
<b>Лейкогранит</b>	Б-12Б	41,62	1,11	37,03	0,7950	166±2				154
Массив Красивый										
Гранит	Б-15г	149,79	0,51	290,68	1,3080	145±1,4	145	144		
Гранодиорит	К-18	86,52	1,10	77,44	0,8840	160±1,6	158	156		
Массив Столовый										
Гранодиорит	1085	141,40	0,29	484,16	1,5770	126±1,3	126	126		
Диорит	1085/1	99,08	6,00	16,52	0,7380	129±2,5	120	111		
Массив Сторожевой										
Гранодиорит	3-2а	114,89	0,68	166,29	1,0440	142±1,5	141	140		
Гранит	3-1а	104,75	0,79	131,85	0,9590	134±1,4	133	132		
Массив Грозовой										
Гранит	40-Г-85	130,61	1,35	95,75	0,8700	119±1,1	117	116		
Массив Бургагынский										
Гранит	100 кол.88	81,38	0,77	104,74	0,8900	122±1,2	121	119		
Гранит	99 кол.88	107,68	0,63	168,34	1,0660	149±1,6	149	148		

*Примечание.* \* – анализы выполнены в лаборатории ГИ ЯФ СО РАН; жирный шрифт – расчёт по породе. Коллекция Н.А. Горячева.

С древней изохроной согласуются и даты, полученные путем расчета Rb-Sr-модельного возраста пород, 166 и 160 млн лет (табл. 2). Средний Rb-Sr-изохронный возраст гранитоидов Басугуньинской группы – 164±3,5 млн лет, СКВО=1,3.

В блоке К-Ar-датировок выявились реликтовые даты в 170–160 млн лет. Рассчитанный по ним воз-

раст, отражающий момент внедрения и кристаллизации пород, составил 165±2 млн лет, СКВО=4,1 (рис. 4) и тождественен Rb-Sr-изохронному возрасту.

Из изложенного следует, что гранитоиды внедрялись и кристаллизовались 167–163 млн лет тому назад; какие-либо геохронологические свидетельства разного времени формирования пород I, II и III

фаз отсутствуют. В конце юрского периода (155–150 млн лет тому назад) происходило событие, нарушившее первичные изотопные системы. Оно фиксируется, во-первых, практически полным отсутствием К-Аг-датировок в интервале 155–150 млн лет (рис. 4), во-вторых, включением К-Аг-часов (в том числе и в  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -модификации [2]) 148–149 млн лет тому назад, в-третьих, включением Rb-Sr-часов 146–142 млн лет тому назад (шесть дат в массивах Красивый, Басугуньинский, Столовый, Сторожевой) и, наконец, началом функционирования 150 млн лет тому назад U-Pb-часов в цирконах из гранитоидов Бургагынского массива [32]. Другими словами, после крупного термального события, происшедшего 155–150 млн лет тому назад, в гранитоидах басугуньинского комплекса 150–145 млн лет тому назад практически одновременно включились К-Аг, Rb-Sr и U-Pb часы. Ещё одно термальное событие происходило 140–130 млн лет тому назад.

Оно зафиксировано в Rb-Sr-системах, а также в К-Аг-системах массивов Басугуньинский, Столовый, Бургагынский (рис. 4).

**Колымский комплекс.** К нему относят интрузии гранитов значительных размеров (до нескольких тысяч км<sup>2</sup>, в частности, Чибагалахский – 7000 км<sup>2</sup>). Обычны конформное расположение относительно складчатых структур, простое, чаще всего двухфазное строение, однообразный и довольно постоянный состав: биотитовые и двуслюдяные граниты, лейкограниты и адамеллиты, аплиты. Характерны магматический гранат, кордиерит, мусковит, ильменит [3, 17].

Массивы прорывают и метаморфизуют пермские, триасовые, нижне- и среднеюрские (байос-батские) отложения. Келловейские толщи, как правило, развиты на значительном удалении и контактовым метаморфизмом не затронуты. В результате исследований последних лет в центральной и юго-восточной частях ИД отложения, вмещающие массивы Чьорго, Оханджа и показанные на геологических картах келловей-оксфордскими [15, 18, 19], переведены в аален-байосские, байосские и батские. Так, массив Чьорго располагается в ядре горст-антиклинали (Шишкин, 2002 г.), сложенной тоар-ааленскими (в ядре) и байосскими и батскими толщами на флангах структуры, массив Оханджинский прорывает аален-байосские слои, в то время как батские толщи развиты на значительном удалении, вне зон контактового метаморфизма.

Данными исследований последних лет по северо-западному флангу ИД (Якутия) авторы не располагают. Но следует заметить, что и там в результате более детальных исследований (устные сообщения) возраст "келловей-оксфордских", по [18], отложений удревнен до аален-байосских и батских.

Породы комплекса охарактеризованы значительным массивом Rb-Sr- и К-Аг-датировок, полученных в лабораториях СВКНИИ ДВО и ГИ ЯФ СО [9, 12, 13, 14, 24, 27], а также  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датами [30].

В массивах юго-восточной части ИД и Омлевского поднятия (Чьорго, Маяк, Большой Анначаг, Каньон) определены Rb-Sr-изохронные даты от  $166\pm 7$  млн лет до  $160\pm 7$  млн лет (см. табл. 1). Средний возраст плутонов составляет  $164\pm 1,8$  млн лет, СКВО=0,17 (рис. 6А, табл. 1). К-Аг-датировки по этим объектам колеблются в интервале 169–95 млн лет, при этом средний возраст, полученный по реликтовым датам из вышеперечисленных интрузий, а также из массивов Оханджа, Малый Анначаг, Большие Пороги определен в  $165\pm 3$  млн лет, СКВО=3,9 (рис. 6Б, 7), т.е. согласуются с Rb-Sr-

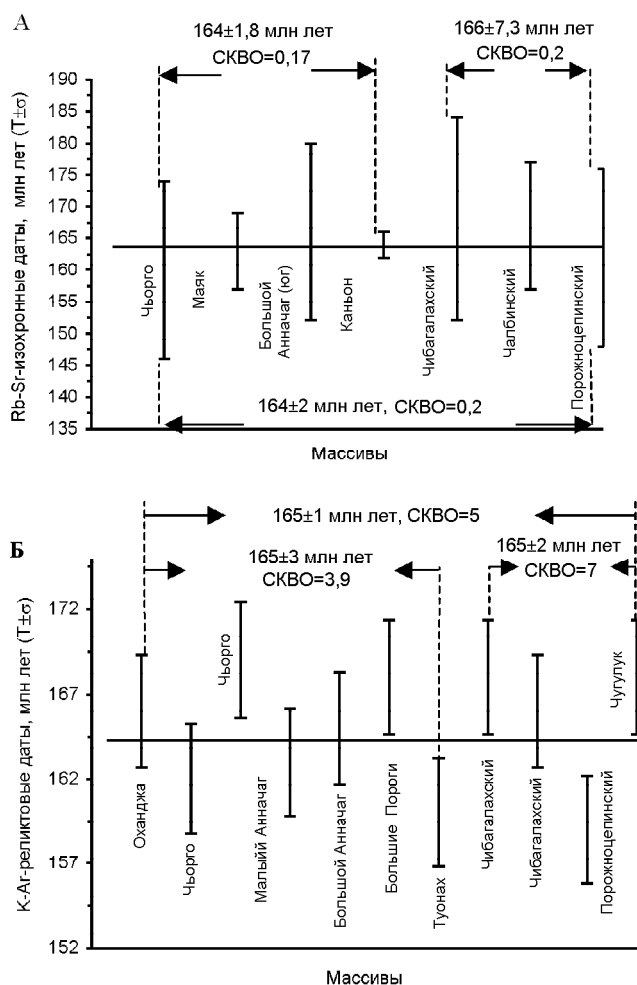


Рис. 6. Средний возраст гранитоидов колымского комплекса.

А – Rb-Sr-изохронный, Б – К-Аг.

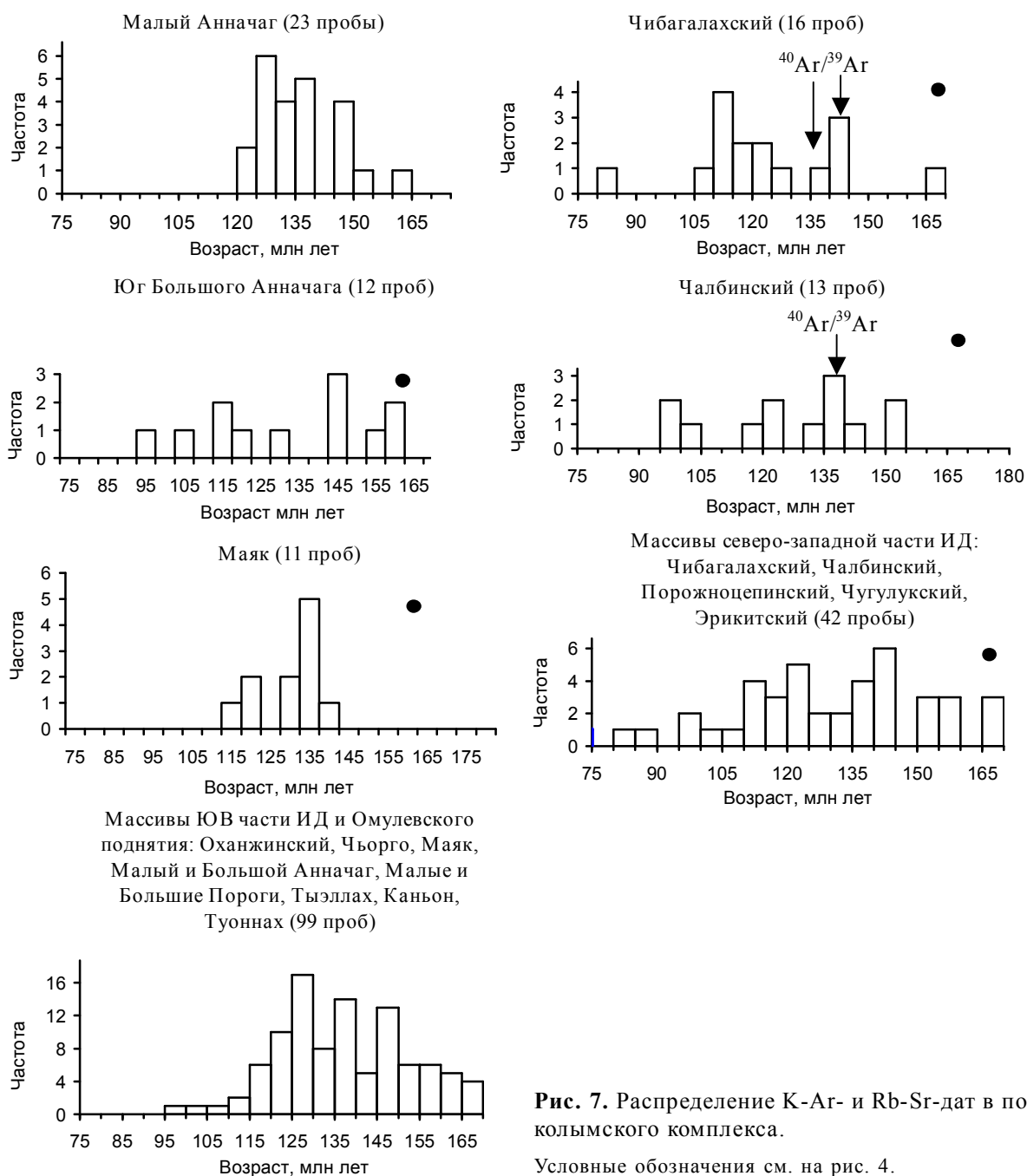


Рис. 7. Распределение К-Аг- и Rb-Sr-дат в породах колымского комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 4.

изохронным возрастом. Термальные события, отраженные распределением К-Аг дат, приходились на интервалы 145–140 и 135–130 млн лет (рис. 7)

Для плутонов северо-западного фланга ИД (Чибагалахский, Чалбинский, Порожноцепинский) выявлены сопоставимые Rb-Sr-изохронные даты (табл. 1): от  $168 \pm 8$  до  $162 \pm 7$  млн лет, по которым определен средний Rb-Sr-изохронный возраст  $166 \pm 7$  млн лет, СКВО=0,21 (рис. 6А). В большом блоке К-Аг-датировок вышеперечисленных массивов,

а также интрузии Чугулук, имеются реликтовые даты, средний возраст по которым составил  $165 \pm 2$  млн лет, СКВО=7 (рис. 6Б). Нетрудно видеть, что он не отличается от Rb-Sr-изохронного возраста. Термальные события в этой группе интрузий фиксируются в интервалах 150–145 и 135–125 млн лет (рис. 7).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -даты, полученные P.W. Layer et al. [30] (рис. 7), колеблются от 144 до 135 млн лет и отражают лишь моменты переустановки изотопных часов.

Средний Rb-Sr-изохронный возраст колымских гранитов составляет  $164 \pm 2$  млн лет, СКВО=0,2. Он в точности соответствует среднему возрасту, рассчитанному по реликтовым K-Ar-датам –  $165 \pm 1$  млн лет, СКВО=5 (рис. 6).

Таким образом, внедрение и кристаллизация интрузий колымского комплекса происходили 166–162 млн лет тому назад. Колымские батолиты в течение поздней юры–мела подвергались неоднократным термальным воздействиям. Наиболее интенсивно такие события происходили в юго-восточной части ИД 145–140 и 135–130 млн лет тому назад, на его северо-западном фланге – 150–145 и 135–125 млн лет тому назад.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Последовательность становления гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса, установленная по геологическим данным [3], подтверждается геохронометрическими материалами: нера-бохапчинский комплекс формировался в интервале 170–165 млн лет назад, басугуньинский и колымский внедрялись несколько позже и практически одновременно – в диапазоне 167–162 млн лет назад. Важно, что геохронометрическая информация, лежащая в основе этого вывода, получена в разных лабораториях и различными методами. Полное совпадение возрастов, установленных изохронным Rb-Sr-методом и определенных по реликтовым K-Ar-датам, является весомым аргументом в пользу примененной методологии интерпретации изотопных данных. Следует особо подчеркнуть, что согласованность Rb-Sr- и K-Ar-возрастов однозначно свидетельствует об отсутствии в изученных интрузивных образованиях избыточного  $^{40}\text{Ar}$ . Этот вывод, ранее сформулированный из общегеологических соображений [6, 13], теперь получил подтверждение прямыми изотопными методами. Кроме того, наличие избыточного  $^{40}\text{Ar}$  предполагает обратную корреляцию между K-Ar-возрастом пород и концентрацией в них калия. Как видно из рис. 8, ни в одном из комплексов такой связи не установлено.

Выше было показано, что интрузии нера-бохапчинского и басугуньинского комплексов не проникают в отложения, моложе батских. Для массивов колымского комплекса нельзя полностью отрицать их интрузивных контактов с осадками келловейского возраста. При обсуждении соответствия геологических и изотопных данных необходимо учитывать фундаментальную проблему соотношения общей стратиграфической ("палеонтологической") и геохронометрической шкал.

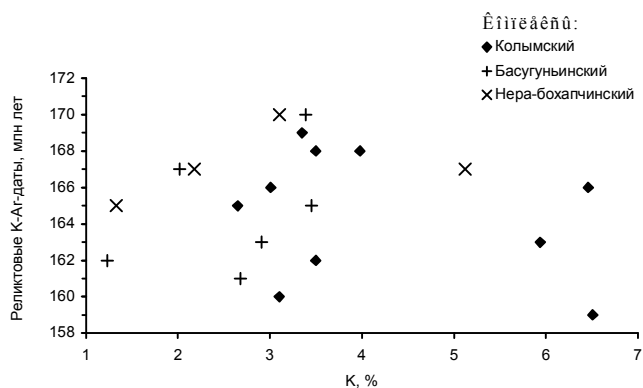


Рис. 8. Соотношение K-Ar-возраста пород с концентрацией K (%).

Из рис. 2 видно, что, помимо широко распространенной геохронологической шкалы W.B. Harland et al. [29], существуют более поздние разработки G.S. Odin, С. Odin [33] и F.M. Gradstein et al. [28]. Все они существенно различаются между собой. Полученные нами экспериментальные данные наиболее непротиворечиво соответствуют шкале [28], согласно которой малые тела нера-бохапчинского комплекса внедрялись в батское время, а интрузии басугуньинского и колымского комплексов – в баткелловейское. Но, по всей видимости, и схема [28] далека от совершенства. Опираясь на фактические данные, приведенные в [28], можно предположить, что батский век продолжался в рамках временных реперов с 173 до 169 млн лет назад, а келловейский – со 169 до 162. В этом случае ГКБП формировался в келловейское время.

Породы исследованных комплексов претерпевали термальные воздействия, приводящие к перестройке их изотопных систем. Прежде чем приступить к дальнейшему изложению этого положения, сделаем некоторые пояснения. Следует четко представлять, что, когда мы говорим, например, о внедрении и кристаллизации интрузии 140–135 млн лет тому назад, мы подразумеваем время ее застывания и, соответственно, включения изотопных часов. Термальный же прогрев, приводящий к перестройке изотопных систем в окружающих породах, происходил раньше (например 145–140 млн лет тому назад). Именно его отражают минимумы на гистограммах распределения изотопных дат. То же самое относится к рудогенезу, где отложению руд предшествовала гидротермальная проработка вмещающих пород. И только следующие за минимумами даты (моменты повторных включений изотопных часов) совпадают со временем застывания интрузии или формирования руд.

**Таблица 3. Время перестройки и вторичного включений изотопных систем.**

Интервал перестройки изотопных систем (млн лет)	Время вторичного включения изотопных часов (млн лет)	Комплексы	Изотопные системы	Причины перестройки изотопных систем
155–150	150–145	басугуньинский	K-Ar, Rb-Sr, U-Pb	Формирование золото-редкометалльных руд
150–145	145–140	нера-бохапчинский, колымский (СЗ ветвь ИД)	K-Ar	Формирование золото-кварцевых и оловянных руд
145–140	140–135	колымский (ЮВ ветвь ИД)	K-Ar	Внедрение интрузий сибердыкского и негаяхского комплексов
135–125	130–120	все комплексы	K-Ar, Rb-Sr	Рифтогенез

Время перестройки и вторичного включения изотопных систем приведено в таблице 3. На первый взгляд, мы как будто имеем непрерывный цифровой ряд, геологическая интерпретация которого затруднительна. Однако более тщательный анализ устанавливает причины, обусловившие наблюдаемую картину.

Интервал нарушения изотопных систем 155–150 млн лет фиксируется в интрузиях басугуньинского комплекса. Во многих из них локализованы золото-редкометалльные руды (интрузии Басугуньинской группы – см. [4], рис. 61; Бургагынский шток и др.). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-датирование биотитов и мусковитов из рудных тел установило их возраст в 149–147 млн лет (проявления Чепак, Малыш, Школьное [4], Рыжий [2]). Интересные результаты получены по проявлению Рыжий, расположенному в одноименном штоке гранодиоритов басугуньинского комплекса (Ат-Юряхско-Штурмовской район). Шток прорывает аален-байосские отложения моржовской свиты средней юры (176 млн лет, по [29]), на удалении 500–600 м от его контактов обнажена раннеюрская бюченнахская свита тоарского возраста (190–180 млн лет, по [28]). Ее K-Ar-возраст определен в 185±0,4 млн лет и в точности совпадает с геологическим возрастом. В экзоконтакте штока в роговиках по алевропесчаникам моржовской свиты определена дата 165±1,5 млн лет (оба определения из коллекции А.В. Альшевского). Она не согласуется с геологическим возрастом аален-байосских отложений, а фиксирует время внедрения интрузии. В то же время, биотиты из гранодиоритов штока имеют <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возраст 148 млн лет [2], такой же, как и возраст золото-редкометалльных руд. Этот пример является яркой иллюстрацией причины, вызвавшей преобразование изотопных систем в гранитоидах басугуньинского

комплекса 155–150 млн лет тому назад – это гидротермальный прогрев, предшествовавший формированию золото-редкометалльных руд.

Интервал 150–145 ярко проявлен в дайках нера-бохапчинского комплекса, вмещающих руды золото-кварцевой формации, возраст которых составляет 145–140 млн лет [9, 20]. В колымских гранитах северо-западной части ИД золотые руды отсутствуют, но здесь вдоль юго-западных контактов интрузий формировалась Чибагалахская зона касситерит-кварцевых и касситерит-вольфрамит-кварцевых месторождений позднеюрско-раннеэокомового возраста [20]. Таким образом, как и в предыдущем возрастном интервале, нарушение изотопных систем 150–145 млн лет тому назад было связано с гидротермальным прогревом, предшествовавшим формированию руд (в данном случае золото-кварцевых и оловянных).

Интервал 145–140 млн лет проявлен в тех плутонах колымского комплекса, которые пространственно совмещены с более поздними интрузиями сибердыкского и негаяхского комплексов (рис. 1), внедрившихся 147–136 млн лет тому назад [9]. В данном случае нарушение изотопных систем связано с тепловым воздействием от более молодых магматических тел.

Интервал 135–125 млн лет в той или иной мере проявлен в породах всех магматических комплексов. Он фиксирует региональный процесс тектонической перестройки территории – возникновение рифтов и рифтогенных структур (Омсукчанская, Нявленгинская, Тарынская и др.), в пределах которых 130–125 млн лет тому назад широко проявился трахибазальтовый – щелочносалический вулканизм и оруденение серебряного и олово-серебряного типов [9, 20].



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внедрение интрузий ГКБП происходило в узком временном диапазоне, 170–160 млн лет назад, в бат-келловейский или келловейский век средней юры. Этот вывод расходится с господствующими сегодня представлениями об их позднеюрском–раннемеловом или раннемеловом возрасте [4, 16, 20, 26], основанными, главным образом, на результатах  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования [30]. Как показано в настоящей работе,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -даты, так же как К-Аг-вые, в большинстве случаев фиксируют не время внедрения интрузий, а моменты нарушения их изотопных систем. Следует еще раз напомнить, что достоверные геологические соотношения массивов ГКБП с верхнеюрскими толщами не установлены.

Приведенные материалы показывают необычайную чувствительность изотопных систем к термальным преобразованиям. Принципиально важно, что использованная нами методика анализа гistogramм распределения изотопных дат позволяет выявлять время переустановки изотопных часов. Оно может быть обусловлено различными, но всегда геологически значимыми и достоверно устанавливаемыми причинами. В нашем случае – формированием руд, внедрением более поздних магматических масс, общетектоническими перестройками. Выявление временных интервалов таких преобразований, а значит и термальной истории как отдельных объектов, так и крупных тектонических структур особенно эффективно К-Аг-методом. Это следует подчеркнуть, учитывая сложившееся скептическое к нему отношение. Очевидно, К-Аг-геохронометры, особенно в сочетании с другими изотопными методами, далеко не исчерпали свой прикладной ресурс.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю.А. О роли баголитов в золотом оруденении в СССР // Докл. АН СССР. 1945. Т. 50. С. 367–370.
2. Ворошин С.В., Ньюберри Р.Дж.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки золотого оруденения в Штурмовском рудном районе // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Т.2. Металлогения. Магадан, 2001. С. 159–162.
3. Гельман М.Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных петрографических провинциях Северо-Востока Азии // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 5–79.
4. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
5. Жуланова И.Л., Котляр И.Н. К методике интерпретации результатов изотопного датирования в областях длительной эндогенной активности // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан, 2001. С. 146–148.
6. Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
7. Загрузина И.А., Матвеев В.Т. Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область // Геохронология СССР. Т.2. Фанерозой. Л.: Недра, 1974. С. 249–259.
8. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Северо-Восток СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 547 с.
9. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 316 с.
10. Матвеев В.Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла (Северо-Восток СССР) // Труды ВНИИ-1. Разд. 2. Геол. 1957. Вып. 31. С. 1–73.
11. Милов А.П. Результаты геохронологических исследований изверженных и метаморфических пород // Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение важнейших исследований 1986-1990 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 171–176.
12. Ненашев Н.И. Время образования изверженных пород в "продольных" и "поперечных" зонах западной части Верхояно-Колымской складчатой области // Труды десятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 252–267.
13. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
14. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 176 с.
15. Омиров О.Н., Лычагин П.П. Геологическая карта СССР. 1:200000. Серия Верхне-Колымская. Лист Р-55-IV. М., 1967.
16. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С. 32–43.
17. Серебряков В.А. Постмагматическая история гранитов. М.: Недра, 1972. 160 с.
18. Сурмилова Е.П., Максимова Г.А. Натапов Л.М. Геологическая карта СССР (новая серия). 1:1000 000. Карта дочетвертичных образований. Листы Q-54, 55 (Хонуу). Л., 1985.
19. Сурмилова Е.П., Корольков В.Г. Геологическая карта Российской Федерации (новая серия). 1:1000 000. Карта дочетвертичных образований. Листы Р-54, 55; О-55. СПб., 1999.
20. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
21. Устиев Е.К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1949. Вып. 4. С. 3–49.

22. Фирсов Л.В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста // Изв. ВУЗов. Сер. геология и разведка. 1960. № 10. С. 12–20.
23. Фирсов Л.В. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142. № 6. С. 1381–1383.
24. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Якутии. М.: Наука, 1979. 274 с.
25. Шаталов Е.Т. Интрузивные породы Охотско-Колымского края // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Магадан, 1937. Вып.8. С. 5–140.
26. Шпикерман В.И. Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
27. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск, 1992. 238 с.
28. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.C. et al. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale // Geochronology time scale and global stratigraphic correlation. 1995. V. SEMP Special Publication N 54 (54). P. 95–128.
29. Harland W.I., Armstrong R.L., Cox A.V., Graig L.E., Smith D.G. A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press, 1990. 263 p.
30. Layer P.W., Newberry r., Fujita K., Parfenov L.M. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.
31. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex version 2.01. Berkeley Geochronology Center. 1999. 47 p.
32. Moll-Stalcup, E.J., Krough, T.E., Kamo, S., Lane, L.S., Cecile, M.P., and Gorodinsky, M.E. Geochemistry and U-Pb geochronology of arc-related magmatic rocks, NE Russia // Geological Society of America Abstracts with Programs. 1995. V. 27, N. 5. P. 65.
33. Odin G.S., Odin C. Echelle Numerique des Temps Geologiques // Geochronologie. 1990. V. 35. P. 12–20.

Поступила в редакцию 10 сентября 2002 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

*T.B.Rusakova, and I.N. Kotlyar*

### **Geochronology of granitoid intrusion complexes of the Main Kolyma Batholith Belt (Northeastern Russia)**

The Middle Jurassic age of the Nera-Bokhaphchinskiy, Basugun'inskiy and Kolyma intrusion complexes composing the Main Kolyma Batholith Belt has been proved on the basis of analyses of isotopic data (Rb-Sr, K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb-methods) and geological relationships. It is demonstrated that isotopic systems of granitoids were repeatedly disturbed during the process of gold-rare metal, gold-quartz, and tin ore formation, and during emplacement of late intrusions. A new methodological approach to isotopic data interpretation is suggested.

**ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛОИСТЫХ  
СИЛИКАТОВ В ОСАДКАХ ОСТРОВНОГО ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ**

**Ю.Д. Марков\*, А.В. Можеровский\*, А.Н. Деркачев\*, И.В. Уткин\*, Н.А. Середа\*,  
Н.Н. Баринов\*\***

*\*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

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

Детально изучены высокожелезистые слоистые силикаты в осадках островного шельфа Японского моря. Определен их минеральный, химический состав, и сделана попытка сопоставления с “глауконитами” коренных пород островов. Выделены генетические различия: а) глинистые обломки, отвечающие по составу смектитам, возникшие в результате разрушения слабоуплотненных (слаболитифицированных) пород; б) округлые зерна (темно-зеленого и черного цветов), близкие по составу к селадонитам, образованные, вероятно, в порах и пустотах вулканогенных пород; в) слепки раковин фораминифер; г) включения в полостях вулканического стекла. Преобладающая часть этих различий (до 97%) – реликтовые, аллотигенные. Они оказались в осадках шельфа за счет деструкции (перемыва) некрепких пород толщи зеленых туфов, развитой на берегу. Только незначительная часть глинистых обломков, слепки раковин фораминифер и включения в полостях вулканического стекла образованы на месте, в осадках шельфа. Они – осадочно-диагенетического аутигенного происхождения.

**Ключевые слова:** слоистые силикаты, донные осадки, шельф, Японское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

По материалам рейсов НИС “Витязь” № 42 ИО АН СССР (1967), “Первенец” № 11 и 18 (1971, 1973) и “Каллисто” № 1 (1974) ДВНЦ АН СССР изучен оригинальный материал – высокожелезистые слоистые силикаты (ВСС) зеленых образований (ЗО)\* в донных осадках островного шельфа Японского моря (рис. 1).

Детальные исследования ЗО методами петрографического, рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и химического анализов позволили авторам установить их минеральный состав и высказать предположение о генезисе. Использование кластерного и дискриминантного анализов дали возможность более объективно выделить группы и подгруппы (генетические различия) среди них, а применение факторного анализа – установить корреляционные связи различных химических элементов в этих группах.

На островном шельфе Японского моря в голоценовых и позднеплейстоценовых реликтовых терригенных отложениях ЗО встречаются повсеместно (от 10 до 50 % осадка). Среди них выделяются различные морфологические и генетические различия (группы):

а) обломки глинистых пород\*; б) округлые и различной формы темно-зеленые и черные зерна; в) слепки раковин фораминифер и псевдоморфозы по бентосу и планктону; г) пузырчатые обломки вулканического стекла с полостями, заполненными глинистыми минералами.

а) обломки глинистых пород\*; б) округлые и различной формы темно-зеленые и черные зерна; в) слепки раковин фораминифер и псевдоморфозы по бентосу и планктону; г) пузырчатые обломки вулканического стекла с полостями, заполненными глинистыми минералами.

**ВЗГЛЯДЫ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ  
В ОСАДКАХ ОСТРОВНОГО ШЕЛЬФА  
ЯПОНСКОГО МОРЯ**

До настоящего времени нет единого мнения на происхождение ВСС, распространенных на шельфе в терригенных осадках островных дуг северо-западной части Тихого океана (Курильские и Японские острова, о. Сахалин), описываемых как аутигенные “глауконит-

\*В настоящей работе при использовании материалов предыдущих исследований сохранен ранее применявшийся термин “глауконит”, но он взят в кавычки, поскольку в цитируемых публикациях под ним понимаются ЗО, представленные минералами смектитовой и гидрослюдистой групп со всеми переходными различиями. Минерал глауконит, согласно номенклатуре АИРЕА, является железистой гидрослюдой политипной модификации 1Md, обогащенной калием, с малым (до 5%) количеством разбухающих слоев [18, 21].

\*Далее – обломки

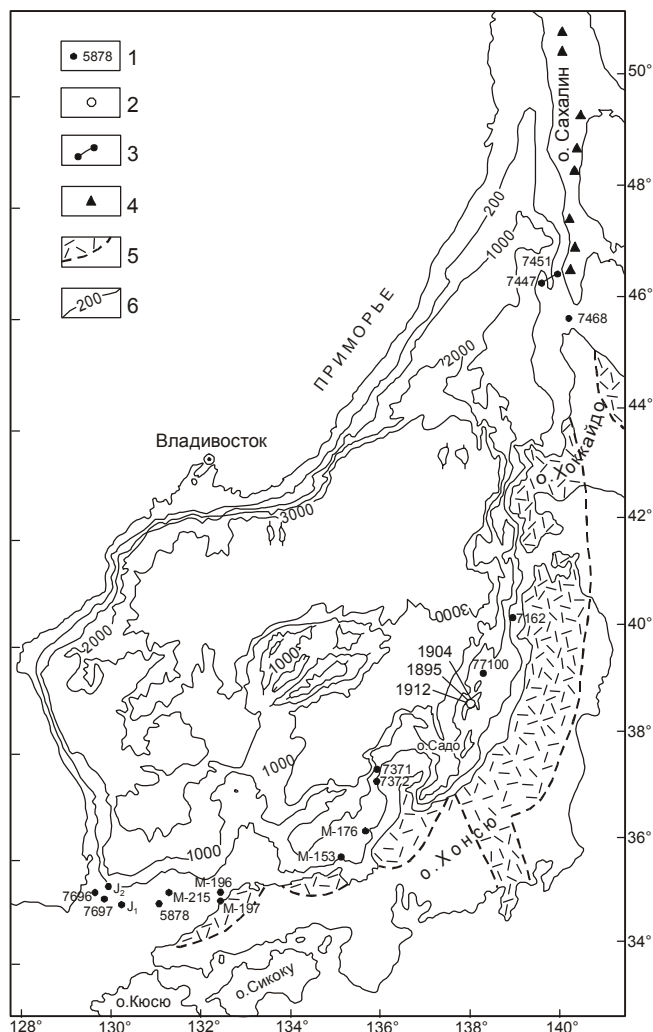


Рис. 1. Карта фактического материала.

1 – станция и ее номер, 2 – группа станций, 3 – профиль станций, 4 – коренные выходы глауконитовых пород, 5 – толщина зеленых туфов, 6 – изобаты, м.

ты”. Считается само собой разумеющимся фактом, что если они образовались на месте (*in situ*), то они являются аутигенными. Установлено, что возраст вмещающих терригенных осадков шельфа, к которым приурочены эти образования, голоценовый и позднелайстоценовый [15]. Тогда и “глаукониты” должны быть этого же возраста. Вместе с тем, данные свидетельствуют, что это не всегда так.

Рядом исследователей отмечаются высокие концентрации зеленых минералов в осадках шельфа в районе Южных Курильских островов и Северной Японии [12, 13, 23], а также о. Хонсю [15]. В.П. Петелин [12], описавший их в разнозернистых песках с фораминиферами вблизи Южно-Курильских островов, пришел к выводу, что “глауконит”, выполняющий эти раковины, образовался на месте (*in situ*) уже

в осадке в процессе диагенеза. Далее он указывает, что преобладающим морфологическим типом здесь являются микроконкреции колломорфного габитуса, несущие на себе типичные черты затвердевшего геля. По минеральному составу минерал близок к нонтрониту. Сравнивая его дебаграммы с таковыми “глауконитов” из других мест, он заключил, что под этим названием объединяется группа зеленых минералов ряда иллит–монтмориллонит. Дальнейшие рентгенографические и химические исследования подтвердили гетерогенный характер современного и древнего “глауконитов” [19, 20]. Дж. Такахашаи (Takahashi) [23], изучая “глауконит” в заливе Аомори на шельфе Японских островов, установил, что он образуется по щелочным полевым шпатам, вулканическому стеклу, комочкам глинистых минералов и копrolитам, а также заполняет раковины фораминифер и каналы спикул губок.

Считается, что на сахалинском шельфе большая часть “глауконитовых” зерен имеет терригенное, обломочное происхождение. Источником их поступления в осадки являются палеоген-неогеновые глауконитсодержащие породы о. Сахалина [3, 11]. Вместе с тем, часть “глауконитовых” зерен осадков шельфа (светло-зеленого цвета) могут быть и аутигенными [15]. Японские исследователи [2], описывая палеогеновые и неогеновые формации во Внутреннем поясе Японских островов, указывают на присутствие глауконитовых песчаников в эоценовых (ярус Окиносима), эоцен-олигоценых (формация Поронай) и миоценовых (формация Оннагава) отложениях. Разрушаясь, эти отложения могли быть источником поступления “глауконита” на современный шельф Японских островов.

На островном склоне Хоккайдо со стороны Тихого океана “глауконит” обнаружен на профиле в вулканогенно-терригенных осадках склона, причем максимальные его концентрации (более 10 % осадка) установлены на станции 6161 в интервале 2,5–3,5 м и 5,0–7,0 м [6]. Он приурочен к редуцированной зоне восстановленных осадков. Встречается в виде глобул (стяжений) и зерен алевритовой и песчаной размерности и возник, по мнению этих авторов, в вулканогенно-терригенных осадках склона за счет раскристаллизации аморфных соединений (коллоидов). Возраст осадков склона на глубине 2–3 м при скорости осадконакопления 10–30 мм в 1000 лет [5] составляет 100–150 тыс. лет, т.е. отвечает началу верхнего плейстоцена. Тогда и “глауконит” не должен быть древнее этого возраста. Н.В. Логвиненко [7], изучая возраст “глауконита” на этой же станции (интервал 2,7–2,8 м), описывает пески, к которым он приурочен, как разнозернистые, глауконитовые с гравием,

галькой и щебнем, с градационной слоистостью. Считается, что это осадки мутьевых потоков. Источником “глауконита” в этих осадках (по его мнению) были древние глауконитсодержащие породы, из которых он мог вымываться и поступать на склон. Абсолютный возраст “глауконита” на этой станции – 2,8 млн лет (поздний плиоцен). В этом случае он является обломочным компонентом, а не аутигенным образованием. Но в осадках островного шельфа Японского моря кроме обломочного присутствует и аутигенный “глауконит”. Тогда возникает ряд вопросов: какой из них преобладает, как их отличить друг от друга, какими минералами представлен один и другой? Кроме этого, определение минерального состава носит чисто формальный характер. Так, по цвету и морфологическим признакам ВСС, представляющие собой непрерывный изоморфный ряд от смектита до гидрослюды, называют просто “глауконитом” [15]. Вместе с тем, все авторы отмечают его высокие концентрации в терригенных осадках островного шельфа. Не ясно, почему “глауконита” здесь так много, в то время как на континентальном шельфе северо-западной части Японского моря он практически не встречается?

Для подтверждения присутствия обломочного “глауконита” на островном шельфе представляются интересными сведения о наличии в древних отложениях побережья островов глауконитсодержащих пород, которые при разрушении могли являться источником его поступления в осадки.

#### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

**Остров Сахалин.** На западном побережье в верхнемеловых туфогенно-песчано-алевритовых отложениях (красноярковская свита) широко распространены глауконитовые песчаники. Они составляют до 37 % объема разреза и образованы в мелководных морских условиях [16].

Кайнозойские (от олигоцена–эоцена до плиоцена) осадочные и вулканогенно-осадочные формации на острове имеют наибольшее распространение. Суммарная мощность их достигает 10 000 м. Преобладающая часть отложений образована в прибрежно-морских, мелководных условиях, с которыми связано формирование “глауконитов” [11]. Максимальные его концентрации наблюдаются в породах такарадайской (средний–верхний олигоцен), аракайской (нижний миоцен), холмской (нижний–средний миоцен) и курасийской (верхний миоцен) свит [3]. Так, алеврито-песчаниковая формация эоцен-олигоценного возраста мощностью до 1000 м включает отдельные

прослой глауконитовых песчаников. В песчаниках содержание “глауконита” колеблется от 15 до 30 %. Он встречается в виде крупных, лопастной формы зерен травяно-зеленого цвета, с трещинами старения. В песчано-алеврито-аргиллитовой формации олигоценного возраста мощностью 500–1000 м, распространенной на юго-западе и севере острова, слои глауконитовых песчаников мощностью до 10 м присутствуют во всех частях разреза. В эффузивно-кремнистой мегаформации раннемиоценного возраста (мощность 500–800 м), расположенной в этих же частях острова, в вулканомиктовых песчаниках (чаще всего в низах разреза) “глауконит” обнаружен (до 30–50 %) в виде крупных, округлой формы зерен травяно-зеленого цвета микроагрегатного строения. Мощность песчаников достигает 1,5 м. В формации кремнистых алевролитов и аргиллитов ранне-среднемиоценного возраста, распространенной повсеместно, “глаукониты” (до 20 %) присутствуют только в песчаниках нижней части разреза. На севере острова в лигнит-конгломерато-песчаной формации поздний миоцен – плиоценного возраста в песках и слабосцементированных песчаниках в отдельных прослоях в обилии встречаются крупные округлые зерна “глауконита” [11]. В описываемых формациях глауконитовые песчаники (от мелко-, до крупнозернистых) обычно в значительной степени окремненные. Слабосцементированные разности встречаются редко. Кластическая составляющая представлена зернами полевых шпатов (преобладает плагиоклаз), кварца и других минералов, обломками эффузивных, метаморфических и кремнистых пород, вулканического стекла. Цемент пород – кремнисто-глинистого или глинисто-хлоритового состава. Максимальное содержание “глауконита” (60–85 %) приурочено к псаммитовой и алевритовой фракциям. Размер зерен изменяется от 1 до 0,05 мм (преобладает 0,1–0,32 мм). Форма округлая, овально-вытянутая, лапчатая, хлопьевидная, часто с нечеткими расплывчатыми контурами. Цвет меняется от ярко-зеленого до светло-желтого с зеленоватым оттенком [3].

Различная форма выделений “глауконита” позволила наметить две стадии его образования [3]. Трещиноватые зерна округлой формы, по их мнению, сформировались химическим путем в результате выпадения из водного раствора, а имеющие неправильную (лапчатую) форму образовались на стадии диагенеза. Они считают, что выпадение “глауконита” в виде химического осадка из морской воды происходит в щелочной или нейтральной, но бескислородной среде осадконакопления. На это указывает и его совместное нахождение с пиритом, который, в свою очередь, имеет сферические формы. Вместе с тем,

авторы [3] не исключают возможности присутствия и аллотигенного “глауконита”. Данное утверждение относится только к косослоистым песчаникам прибрежно-морских фаций курабийской свиты. В формациях глубоководного бассейна и в вулканомиктовой (дацит-базальтовой) формации острова о “глауконитах” не упоминается [11].

Вышеизложенный материал свидетельствует о том, что на о. Сахалин глауконитовые породы занимают определенное положение в разрезе палеогеновых и неогеновых формаций, совпадающее с началом трансгрессивных циклов. Аутигенный “глауконит” приурочен к псаммитовым осадкам. Он встречается преимущественно в осадочно-вулканогенных (реже в осадочных) формациях и образован в мелководных прибрежно-морских условиях. Это позволило отметить особую роль вулканической деятельности в его формировании. Они предположили, что “...различные продукты вулканических извержений, попадая в бассейн осадконакопления, влияли на процесс образования глауконита.” [3].

**Японские острова.** На о. Кюсю в позднем эоцене (ярус Окиносима) в мелководных морских условиях была сформирована толща глауконитовых песчаников. На о. Хоккайдо в верхнеолигоценовой формации Поронай нижняя часть разреза также представлена глауконитовыми песчаниками. Во внутреннем поясе островной дуги (о. Хонсю) в районе зоны зеленых туфов в составе неогеновых отложений формаций Фунакава, Оннагава, Нисикурасава, Дайсима распространены осадочные (конгломераты, песчаники и алевролиты) и вулканогенные (дацитовые лавы и туфы, реже базальты) образования. С мелководными морскими фациями этих формаций связаны глауконитовые песчаники в виде прослоев [2].

Таким образом, в пределах всего шельфа островной дуги Японского моря (включая о. Сахалин и Японские острова) в палеогеновое и миоценовое, а возможно и в позднемиоценовое время в прибрежно-морских мелководных условиях сформировались песчаные отложения, к которым приурочен аутигенный “глауконит”. Его количество в осадках достигает 20–50 %. Генетически он связан с песчаными и вулканогенно-кремнистыми осадками прибрежно-морских фаций, отвечающих началу трансгрессивных циклов. Исключительную роль в их формировании, по-видимому, играла и вулканическая деятельность, с которой по времени совпадает образование базальных слоев формаций с глауконитовыми песчаниками.

Зона мелководья (бывшего шельфа) в то время, по-видимому, оказалась частично покрытой пепловыми продуктами вулканической деятельности, которые в дальнейшем оказались захороненными под

слоем терригенных осадков и в восстановительных условиях были преобразованы в ВСС. Так, вероятно, были образованы “глауконитовые пески”, впоследствии превращенные в прослой глауконитовых песчаников. Наряду с аутигенным “глауконитом” в осадках присутствует и аллотигенный (обломочный) компонент, хотя и в незначительных количествах. Размываясь в береговой части, разновозрастные глауконитовые песчаники, несомненно, являлись источником обломочного “глауконита” для голоценовых и верхнеплейстоценовых осадков шельфа и островного склона, о которых упоминают [7] и [15]. Возникают вопросы: какова его доля в общем количестве “глауконитовых” осадков современного островного шельфа Японского моря, чем отличается обломочный “глауконит” от аутигенного?

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучались ЗО в рыхлых осадках (разнозернистых песках), распространенных на островном шельфе Японского моря (о-ва Японские и Сахалин). Осадки отбирались дночерпателем “Океан” и прямоочной трубкой. После ситового анализа из электромагнитной подфракции под биноклем отбирались (с последующим фотографированием) округлые зерна, обломки, слепки раковин фораминифер и обломки вулканического стекла с полостями, заполненными глинистым материалом. Морфологические особенности описывались под биноклем МБС-9. Минеральный состав определялся на дифрактометре “Дрон-2.0” (Cu-K $\alpha$  излучение, плоский графитовый монохроматор). Ориентированные образцы снимались в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 550°C в течение 3-х часов. Морфологические особенности ЗО (приклеенных на липкую ленту и напыленных золотом в вакуумной установке “ВУП-4Л” при давлении 1–2·10<sup>-4</sup> мм ртутного столба) исследовались на сканирующем электронном микроскопе “JSM-U3”. Расчет кристаллохимических формул минералов проводился на основании химического анализа по зарядам (на 22 аниона), кислородным методом [1]. Для статистической обработки выполнялся R-факторный, дискриминантный, R- и Q-кластерные анализы, причем алгоритмы для всех необходимых расчетов и графических построений были разработаны [17]. Для отдельных задач использовался программный пакет StatGraphics.

#### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВНОГО ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ И СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ

На севере о. Сахалин ширина шельфа изменяется от 10 до 60–70 км, составляя в среднем 30 км. Вокруг Японских островов шельф развит слабо. Наибольшей ширины он достигает в северной части

о. Хоккайдо – до 150 км, к югу сужаясь до 1–2 км. В районе о. Хонсю его ширина изменяется от 1–2 до 100 км, составляя в среднем 20–30 км, а в районе о. Оки шельф практически отсутствует. Район Корейского пролива представляет собой слившиеся шельфы о. Хонсю и п-ова Корея. Со стороны Японии ширина его достигает 140 км, а у п-ова Корея – до 20 км. Край шельфа (бровка, перегиб к островному склону) обычно располагается на глубине 130–150 м, в районе Японских островов – около 140 м [2, 4].

По характеру поверхности и условиям терригенной седиментации шельф делится на внутренний и внешний [15]. На внутреннем шельфе распространены современные осадки, а на внешнем – голоценовые и верхнеплейстоценовые (реликтовые). Граница между ними проходит на глубине около 60–75 м.

Основным типом осадков на шельфе является группа песков (псаммитов). Среди них преобладают мелкозернистые разности. На узком шельфе они обычно плохосортированные. Отсортированные пески, в основном, развиты на расширенных частях шельфа. Крупно- и среднезернистые разности, приуроченные к древним береговым линиям плейстоцен-раннеголоценового времени, встречаются в виде узких, вытянутых вдоль изобат полос и пятен. Смешанные осадки (миктиты) свойственны участкам с неустойчивым и застойным режимом. По вещественному составу осадки шельфа терригенные. По минеральному составу в районе о. Рисири и п-ова Осима они представлены собственно граувакковыми осадками, а в районе о-вов Хонсю и Сахалин – до полевошпатовых граувакк. В граувакковых песках обломки пород составляют до 53 % и представлены, в основном, эффузивами, реже туфопесчаниками, кварцитами и аргиллитами. В значительных количествах присутствует вулканическое стекло.

Характерной особенностью минерального состава терригенных осадков островного шельфа является присутствие в них ЗО (ВСС). Их количество в осадках различных районов неодинаково. Вдоль побережья юго-западной части о. Хонсю, где их более 10 %, осадки именуются глауконитовыми [15]. Несмотря на значительное количество (до 35 % и более на отдельных станциях), их описание часто носит формальный характер, поскольку приведены лишь морфология и цвет, а минеральный состав и генезис остаются пока невыясненными.

#### МОРФОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕЛЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

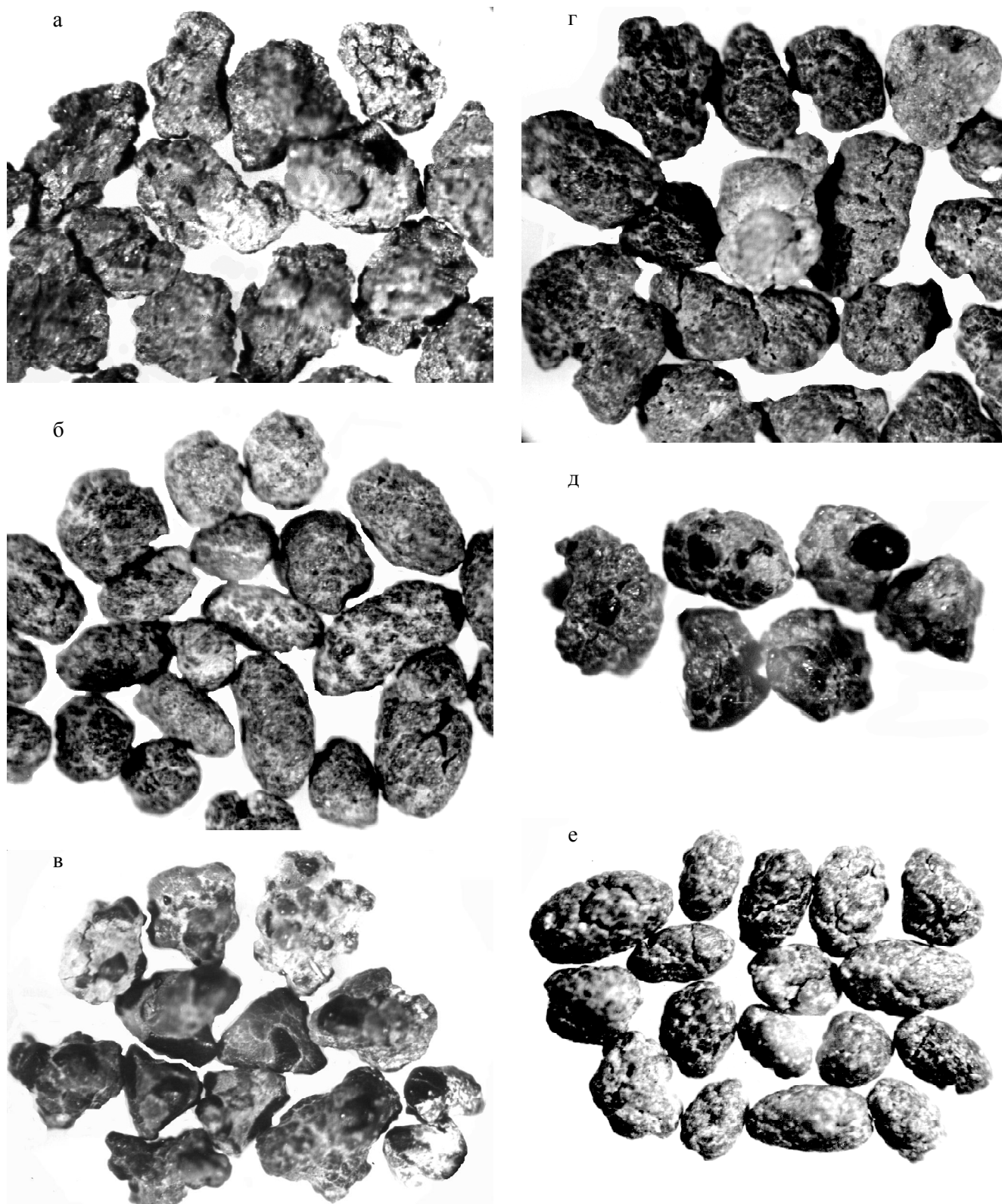
Были изучены ЗО, отобранные вдоль западной части Японских островов и западной и восточной частей о. Сахалин. Среди них выделены: а) обломки,

возникшие в результате разрушения слабоуплотненных (слаболитифицированных) пород; б) округлые зерна (темно-зеленого и черного цветов), образованные, вероятно, в порах и пустотах вулканогенных пород; в) слепки раковин фораминифер; г) включения в полостях вулканического стекла.

Наиболее широко распространенным типом ЗО являются обломки. В средней части Корейского пролива, где отмечаются отдельные поднятия (ст. 5878, рис. 1), они представлены угловатыми, плохо окатанными разностями (незначительно перемещенными), вероятно образованными на месте вследствие абразии и размыва пород “толщи зеленых туфов”. Цвет обломков светло-зеленовато-серый. Поверхность неровная, бугорчатая, матовая. Преобладающая часть обломков с неровными, извилистыми, открытыми (не заполненными глинистым материалом) трещинами (рис. 2а, проба 5878). В основной массе хорошо видны чешуйки слюды. Несколько северо-восточнее (ст. М-215, глубина 140 м) облик обломков почти не меняется. Они гуще окрашены – зеленые. Вероятно, обломки здесь также образованы за счет размыва уплотненных зеленых глин.

Вблизи о. Хонсю (ст. М-197, глубина 122 м) содержание ЗО в осадках шельфа резко возрастает до 10 % и более. В отличие от предыдущих станций (ст. 5878 и М-215) здесь кроме обломков (проба М-197/1) присутствуют и округлые зерна (до 3 % от суммы) черного и темно-зеленого цвета (проба М-197/2). Слепки раковин фораминифер встречаются крайне редко. Обломки отличаются тем, что они хорошо окатаны (обработаны в зоне волнового воздействия), округлой и слегка вытянутой формы (рис. 2б, проба М-197/1). Цвет их буровато-серый (сильнее окислены), реже зеленовато-серый. Поверхность бугорчатая, неровная. В крупных обломках иногда встречаются округлые зерна черного и темно-зеленого цвета в виде включений (рис. 2в, проба М-197/3). Последние – древнее обломков и, по-видимому, иного генезиса.

Северо-восточнее, в районе зал. Вакаса (ст. М-153, глубина 240 м) на островном склоне у бровки шельфа в разнозернистых песках ЗО представлены преимущественно обломками (до 43 %). Иногда среди них встречаются одиночные округлые темно-зеленые зерна и слепки раковин фораминифер. Обломки (проба М-153/1) здесь светло-желтовато-серые, реже с зеленоватым оттенком, некоторые – зеленые на свежем изломе. Они угловатые, неокатанные, неправильной формы, обычно без трещин. Поверхность их мелкобугорчатая. В основной массе видны чешуйки слюды и зерна кварца. Иногда встречается частично неразложившееся кислое вулканическое стекло.



**Рис. 2.** Глинистые обломки.

а – ст. 5878, угловатые, неокатанные,  $\times 23$ ; б – пр. М-197/1, округлой формы, окатанные,  $\times 25$ ; в – пр. М-197/3, округлые черные зерна в глинистых обломках,  $\times 18$ ; г – пр. М-176/1, угловатые, реже округлые,  $\times 24$ ; д – пр. М-176/3в, глинистые обломки с включениями округлых темно-зеленых зерен,  $\times 22$ ; е – пр. 7162/1, округлой формы, окатанные,  $\times 19$ .



Несколько северо-восточнее (ст. М-176, глубина 160 м) в мелкозернистых песках ЗО составляют около 45 % осадка. Они представлены светло-зелеными обломками (около 45 % от суммы) и темно-зелеными до черных зернами (около 55 % от суммы). Сlepки раковин фораминифер и вулканическое стекло с полостями заполнения составляют доли процента.

Светло-зеленые с желтоватым оттенком (реже зеленые) обломки (преобладающий размер 0,4–0,6 мм) по внешнему виду и минеральному составу почти неотличимы от глинистых обломков станции 5878, но имеют более свежий облик и открытые микротрещины. Они, обычно, угловатые, неправильной формы, реже округлые со сглаженными углами и мелкобугорчатой поверхностью (рис. 2г, проба М-176/1). Обломки образованы, по-видимому, вследствие разрушения (размыва) уплотненных “зеленых” глин и моложе округлых темно-зеленых зерен, которые встречаются в них в виде включений (рис. 2д, проба М-176/3в).

Напротив п-ова Ното на островном склоне (ст. 7371, глубина 266 м) среди ЗО светло-зеленые с желтоватым оттенком глинистые обломки присутствуют в незначительном количестве. Они (проба 7371/2) обычно угловатые, неправильной формы, почти без трещин, с включениями кварца и других терригенных минералов. Обломки, по-видимому, также возникли за счет размыва желтовато-зеленых уплотненных глин.

У северной оконечности о. Хонсю на шельфе (ст. 7162, глубина 110 м) в мелко-среднезернистых песках ЗО составляют около 25 %. Среди них преобладают светло-зеленые обломки (90–95 % от суммы), в незначительном количестве присутствуют желтовато-беловато-серые обломки (3–5 %) и смоляно-черные округлые зерна (до 5 %), а также встречаются слепки раковин фораминифер (до 1 %). Размер светло-зеленых обломков колеблется от 0,1 до 1 мм (преобладает 0,4–0,6 мм). Они округлой, обычно слабо вытянутой формы, хорошо и средне окатанные (обработаны в зоне волнового воздействия). Поверхность неровная, разбита серией волосовидных извилистых трещин (рис. 2е, проба 7162/1). Трещины открытые, не заполнены глинистым материалом. Они, вероятно, также образованы в результате разрушения пород толщи “зеленых туфов” и отличаются от угловатых обломков предыдущей станции только степенью окатанности. Среди зеленых обломков встречаются и более светлые разности (проба 7162/1а). Они желтовато-беловато-серые с зеленоватым оттенком, без трещин, свежего облика. Поверхность у них неровная, с ямочками и кавернами. В основной массе присутствует значительное количество неизменного кислого вулканического стекла. В

некоторых обломках сохранились кусочки неразложившейся пемзы. По-видимому, эти обломки представляют собой фрагменты пеплового материала, оказавшегося на шельфе во время извержений вулканов, а затем измененного в процессе диагенеза.

У пролива Лаперуза между островами Хоккайдо и Сахалин на шельфе (ст. 7468) в разнозернистых песках ЗО составляют около 10 %. Среди них преобладают желтовато-зеленые обломки. В незначительных количествах присутствуют темно-зеленые (до смоляно-черных) округлые зерна, и очень редко (менее 1 % от суммы) встречаются слепки раковин фораминифер. Форма обломков (проба 7468/1) неправильная, часто приплюснутая, со следами окатывания. В отличие от светло-зеленых округлых обломков предыдущей станции они образованы в зоне влияния теплого течения Лаперуза. Этим, по-видимому, и объясняется их форма. Поверхность тоже покрыта сетью микротрещин, заполненных глинистым материалом. По-видимому, обломки возникли за счет разрушенных, измененных (до состояния зеленых глин) вулканогенно-осадочных пород.

Таким образом, на всем островном шельфе Японского моря среди ЗО преобладают обломки. Большая их часть (до 97 % от суммы) образована в результате разрушения (размыва) слабоуплотненных пород толщи “зеленых туфов”, широко развитой на островах (рис. 1). По минеральному составу обломки отвечают диоктаэдрическому смектиту типа тетракремнийнонтронита с переменным (от 10 до 50 %) количеством смешаннослойных образований смектит-гидрослюда (табл., рис. 3.1. 1, 2) и постоянно присутствующими терригенными примесями (кварц, плагиоклаз, обломочная гидрослюда), а иногда животными и растительными остатками (кораллы, мшанки, кремнистый микропланктон).

**Округлые зерна черного и темно-зеленого цвета** среди ЗО на островном шельфе присутствуют в различных количествах. Вблизи о. Хонсю (ст. М-197) их в осадке до 3 %. Зерна черного и темно-зеленого цветов, округлой и округло-овальной, часто неправильной формы. Поверхность гладкая, глянцевидная, разбита редкими волосовидными трещинами, заполненными глинистым материалом (рис. 4а, проба М-197/2). Иногда глинистый материал (в виде пленки) обволакивает часть зерна. В свежем сколе внутренняя часть зерна темно-зеленого, наружная – черного или очень темно-зеленого цвета. Зерна микроагрегатного сложения и не содержат терригенных примесей. Северо-восточнее, в районе зал. Вакаса (ст. М-153) на островном склоне у бровки шельфа они встречаются в виде одиночных зерен и подобны упомянутому на предыдущей станции. Еще северо-

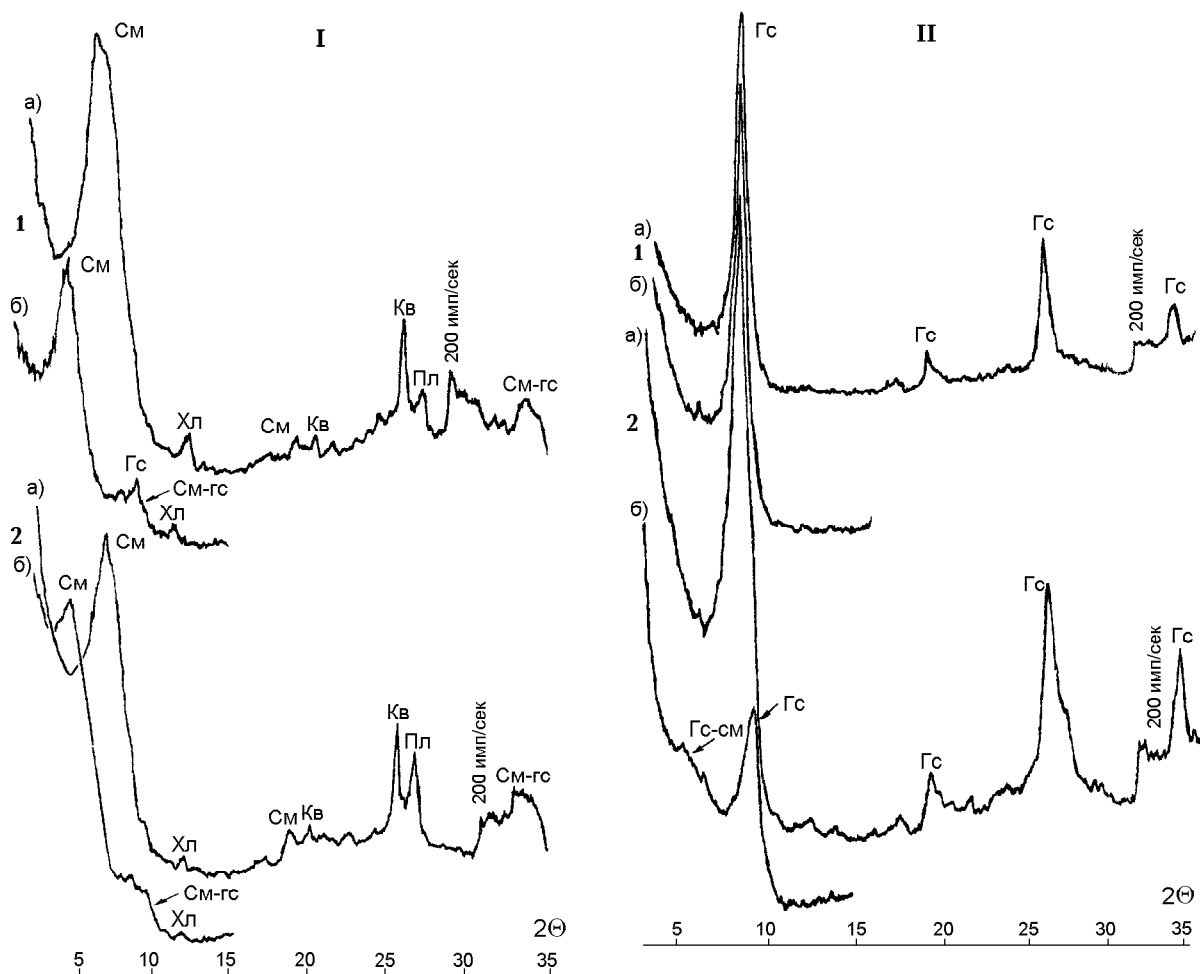


Рис. 3. Рентгеновские дифрактограммы.

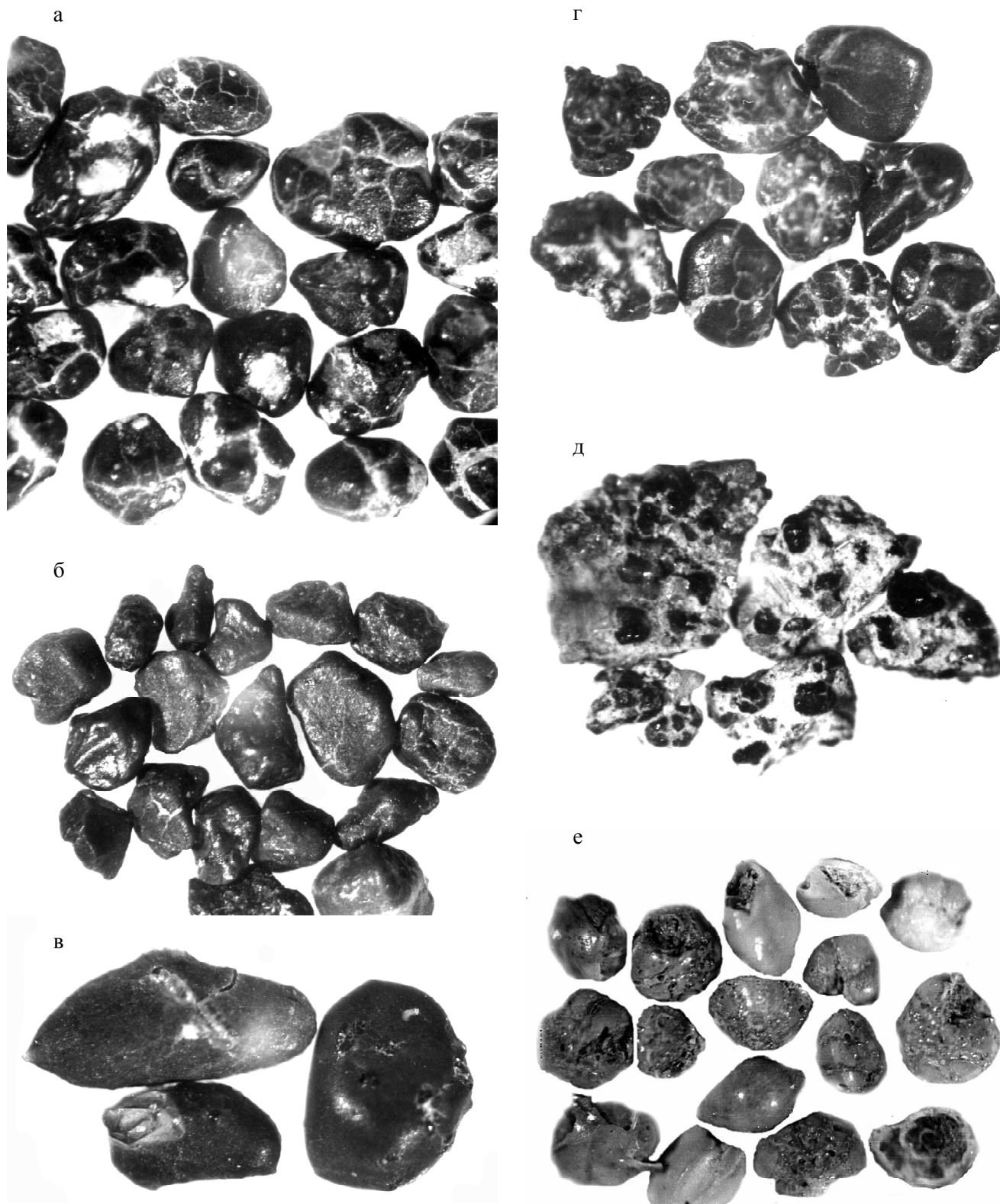
I – обломки глинистых пород, представленные диоктаэдрическим смектитом и смешаннослойными образованиями типа смектит–гидролюда с различным процентным соотношением переслаивающихся пакетов, в виде примеси постоянно присутствуют обломочные компоненты: гидролюда, хлорит, кварц и плагиоклаз; II – округлые зерна черного и темно-зеленого цветов, отвечающие по составу гидролюдам с различным процентным соотношением переслаивающихся пакетов состава гидролюда–смектит. Буквенные обозначения: а – воздушно-сухой ориентированный препарат; б – насыщенный этилен-гликолем; См – смектит; См-гс – смешаннослойный смектит–гидролюда; Гс – гидролюда; Хл – хлорит, Кв – кварц; Пл – плагиоклаз.

Таблица. Химический состав слоистых силикатов островного шельфа Сахалина и Японии и коэффициенты пересчета на формульную единицу (22 аниона).

		Оксиды в %													
		Коэффициент пересчета на формульную единицу													
Гр.	Н ст.	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	MgO	CaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
хр.Садо (Японское море), округлые зерна зеленого и темно-зеленого цвета															
II2	1912	44,52	0,34	4,90	20,72	2,45	3,28	2,42	0,02	0,96	6,09	0,64	2,02	10,96	99,32
		3,49	0,02	0,45		1,54	0,38	0,20		0,15	0,61	0,04			
II2	77100	44,60	0,34	5,90	20,31	2,82	2,95	2,55	0,03	0,98	6,07	0,66	1,93	10,20	99,34
		3,45	0,02	0,54		1,55	0,34	0,20	0,02	0,15	0,60	0,04			
II2	1895	44,73	0,20	5,23	20,55	1,98	3,49	2,60	0,27	0,79	5,94	0,05	2,67	11,13	99,63
		3,52	0,01	0,48		1,48	0,41	0,22	0,02	0,12	0,60				

Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Тихий океан, островной склон о.Хоккайдо, 0–5 см и 720–760 см (глобули)															
II3	6161a	<u>46,84</u> 3,63	<u>0,24</u> 0,01	<u>1,50</u> 0,14	<u>27,38</u> 1,77	<u>1,36</u> 0,46	<u>3,94</u> 0,04	<u>0,44</u> 0,04		<u>0,43</u> 0,06	<u>6,10</u> 0,60		5,95	5,54	99,72
II3	6161b	<u>48,71</u> 3,71	<u>0,21</u> 0,01	<u>1,49</u> 0,13	<u>26,57</u> 1,71	<u>1,44</u> 0,45	<u>3,97</u> 0,45		0,01	<u>0,55</u> 0,08	<u>5,96</u> 0,58		5,34	5,55	99,80
Неоген, о.Хоккайдо, район Исикари, поронайская формация, зерна ярко зеленого цвета															
II4	Isik1	<u>51,38</u> 3,65		<u>4,25</u> 0,36	<u>23,82</u> 1,62	<u>2,91</u> 0,34	<u>3,23</u> 0,04	<u>0,55</u> 0,04		<u>0,78</u> 0,11	<u>6,82</u> 0,62		6,62		100,36
II4	Isik2	<u>51,25</u> 3,62		<u>4,44</u> 0,37	<u>22,22</u> 1,61	<u>3,62</u> 0,37	<u>3,53</u> 0,37	<u>0,62</u> 0,05		<u>0,84</u> 0,12	<u>6,95</u> 0,63		6,23		99,70
Шельф Японских островов, округлые и неправильной формы зерна темно-зеленого и черного цветов															
III1	7371	<u>48,50</u> 3,66	<u>0,43</u> 0,02	<u>4,40</u> 0,39	<u>24,40</u> 1,60	<u>1,70</u> 0,29	<u>2,60</u> 0,06	<u>0,80</u> 0,06	0,02	<u>0,60</u> 0,09	<u>5,00</u> 0,48		2,30	8,80	99,55
III1	7371/1	<u>47,50</u> 3,62	<u>0,25</u> 0,01	<u>3,54</u> 0,32	<u>24,30</u> 1,65	<u>2,01</u> 0,36	<u>3,17</u> 0,36	<u>0,25</u> 0,02	0,03	<u>0,47</u> 0,07	<u>7,28</u> 0,71	<u>0,17</u> 0,01		7,97	96,94
III1	7162/2	<u>48,90</u> 3,67	<u>0,32</u> 0,02	<u>5,50</u> 0,49	<u>19,60</u> 1,38	<u>2,20</u> 0,35	<u>3,10</u> 0,17	<u>2,10</u> 0,17	0,02	<u>0,40</u> 0,06	<u>5,80</u> 0,56		1,60	10,00	99,54
III1	Aom6	<u>53,58</u> 3,76	<u>0,07</u> 0,07	<u>7,17</u> 0,58	<u>18,27</u> 1,28	<u>2,87</u> 0,30	<u>2,95</u> 0,30	<u>0,89</u> 0,07	0,02	<u>1,23</u> 0,16	<u>5,34</u> 0,47		8,54		100,93
Залив Аомори, современный шельф о.Хонсю (Япония)															
III1	Aom1	<u>56,37</u> 3,95	<u>0,24</u> 0,01	<u>11,74</u> 0,97	<u>6,14</u> 0,57	<u>2,13</u> 0,35	<u>3,33</u> 0,20	<u>2,63</u> 0,20		<u>2,06</u> 0,28	<u>1,67</u> 0,15		13,39		99,70
III1	Aom2	<u>48,10</u> 3,45	<u>0,49</u> 0,03	<u>16,22</u> 1,37	<u>15,13</u> 0,87	<u>0,42</u> 0,40	<u>3,78</u> 0,15	<u>1,95</u> 0,15		<u>1,16</u> 0,16	<u>0,93</u> 0,09		11,43		99,61
III1	Aom3	<u>47,90</u> 3,41	<u>0,50</u> 0,03	<u>15,77</u> 1,36	<u>16,77</u> 0,94	<u>0,31</u> 0,41	<u>3,81</u> 0,14	<u>1,78</u> 0,14		<u>1,21</u> 0,17	<u>0,97</u> 0,09		10,82		99,84
III1	Aom4	<u>44,66</u> 3,22	<u>0,46</u> 0,03	<u>14,26</u> 1,21	<u>20,57</u> 1,35	<u>1,92</u> 0,37	<u>3,45</u> 0,37	<u>1,86</u> 0,14		<u>1,25</u> 0,17	<u>1,29</u> 0,12		9,87		99,59
Шельф Японских островов, глинистые обломки светло-зеленого и желтовато-зеленого цветов															
II1	5878	<u>54,87</u> 3,85	<u>0,40</u> 0,02	<u>7,46</u> 0,62	<u>14,03</u> 0,93	<u>1,63</u> 0,49	<u>4,71</u> 0,24	<u>3,20</u> 0,24	0,02	<u>1,50</u> 0,20	<u>2,30</u> 0,21	0,20	3,02	7,14	100,48
II1	M-215	<u>55,90</u> 3,86	<u>0,37</u> 0,02	<u>9,03</u> 0,73	<u>14,27</u> 0,94	<u>1,79</u> 0,34	<u>3,31</u> 0,15	<u>2,05</u> 0,15	0,02	<u>1,55</u> 0,21	<u>2,74</u> 0,24	0,28	3,40	5,78	100,49
II1	M-197/1	<u>50,88</u> 3,77	<u>0,30</u> 0,02	<u>6,50</u> 0,57	<u>17,41</u> 1,12	<u>1,20</u> 0,47	<u>4,30</u> 0,25	<u>3,17</u> 0,25	0,03	<u>0,87</u> 0,13	<u>2,06</u> 0,19	0,20	6,11	7,00	100,03
II1	M-176	<u>54,23</u> 3,85	<u>0,30</u> 0,02	<u>5,20</u> 0,43	<u>20,00</u> 1,28	<u>1,18</u> 0,27	<u>2,60</u> 0,15	<u>2,00</u> 0,15	0,03	<u>1,75</u> 0,24	<u>3,20</u> 0,29	0,38	4,00	5,60	100,47
II1	7162	<u>52,00</u> 3,78	<u>0,24</u> 0,01	<u>6,20</u> 0,53	<u>19,74</u> 1,27	<u>1,60</u> 0,32	<u>3,20</u> 0,32	<u>2,27</u> 0,18	0,04	<u>1,00</u> 0,14	<u>2,76</u> 0,26	0,30	4,71	6,40	100,46
II1	7468	<u>49,00</u> 3,77	<u>0,39</u> 0,01	<u>4,50</u> 0,53	<u>24,50</u> 1,27	<u>1,00</u> 0,35	<u>2,40</u> 0,18	<u>0,80</u> 0,18	0,01	<u>1,60</u> 0,14	<u>3,30</u> 0,26		4,00	8,70	100,20
II1	Aom5	<u>55,81</u> 3,84	<u>0,32</u> 0,02	<u>9,91</u> 0,80	<u>12,80</u> 0,93	<u>2,31</u> 0,32	<u>3,07</u> 0,32	<u>1,62</u> 0,12		<u>1,89</u> 0,26	<u>2,67</u> 0,23		8,32		98,72
Неоген, миоцен, Южный Сахалин, зерна псаммитовой размерности светло-желтого цвета															
II2	Pls1	<u>48,10</u> 3,54		<u>14,35</u> 1,25	<u>13,75</u> 0,76		<u>4,48</u> 0,49	<u>2,49</u> 0,20		<u>0,47</u> 0,07	<u>3,43</u> 0,32		6,57	5,88	99,52
II2	Schm	<u>48,47</u> 3,59		<u>15,51</u> 1,35	<u>17,92</u> 1,00		<u>0,31</u> 0,03	<u>0,86</u> 0,07		<u>1,16</u> 0,16	<u>2,11</u> 0,20		6,90	6,09	99,33
II2	Arak	<u>47,41</u> 3,67	0,10	<u>3,49</u> 0,32	<u>24,38</u> 1,66	<u>1,88</u> 0,41	<u>3,53</u> 0,09	<u>1,13</u> 0,09		<u>0,17</u> 0,03	<u>3,30</u> 0,33	0,06	8,40	6,04	99,89
II2	Pls2	<u>48,47</u> 3,61		<u>15,51</u> 1,36	<u>17,42</u> 0,98		<u>0,31</u> 0,03	<u>0,86</u> 0,07		<u>1,16</u> 0,17	<u>2,11</u> 0,20		6,09	6,90	98,83



**Рис. 4.** Округлые зерна черного и темно-зеленого цвета.

а – пр. М-197/2, зерна с трещинами, заполненными глинистым материалом,  $\times 49$ ; б – пр. М-176/2, то же, но без трещин,  $\times 42$ ; в – пр. М-176/2а, округлые зерна с включением (в виде вкрапленников) кварца,  $\times 36$ ; г – пр. М-176/3, округлые зерна с трещинами, заполненными глинистым материалом,  $\times 43$ ; д – пр. 7371/3 желтовато-оранжевые корки с округлыми зернами внутри их,  $\times 39$ ; е – слепки раковин фораминифер (пр. 5878/1 из Корейского пролива), возможно принесенные из Восточно-Китайского моря,  $\times 38$ .

восточнее (ст. М-176) среди 30 количество темно-зеленых (до черных) зерен возрастает до 25 %. Здесь они имеют несколько иной облик – слабоудлиненной, уплощенной и неправильной, реже округлой формы. Преобладающий их размер 0,3–0,4 мм, а максимальный – до 1 мм. Поверхность блестящая, матовая, гладкая и микробугристая, а при сильном увеличении выглядит микроячейистой. Преобладающая часть зерен (до 80 % от суммы) без трещин (рис. 4б, проба М-176/2). Иногда среди них встречаются разности с включениями кварца в виде вкрапленников (рис. 4в, проба М-176/2а). Эти темно-зеленые зерна образованы, по-видимому, путем разрушения (размыва) глауконитизированных, частично окремненных коренных пород побережья. При гидрослюдизации этих пород произошло изменение тонкого глинистого материала породы, а зерна кварца остались в виде включений.

Другая часть темно-зеленых зерен (около 20 % от суммы) – округлой и неправильной формы. Поверхность разбита сетью микротрещин (рис. 4г, проба 176/3), часто заполненных светло-зеленым глинистым материалом. Трещины иногда как бы делят ее на отдельные сегменты. Зерна, по-видимому, образованы в порах и пустотах вулканогенных пород. Они не содержат в себе терригенных примесей. Здесь же (ст. М-176) темно-зеленые зерна иногда встречаются в виде включений в светло-зеленых обломках (рис. 2д, проба М-176/3в) и, следовательно, древнее их по возрасту.

Напротив п-ова Ното на островном склоне (ст. 7371, глубина 266 м) в алевритово-псаммитовых микритах 30 составляют около 50 %. Здесь они представлены в основном зелеными и темно-зелеными зернами. Кроме них встречаются также желтовато-оранжевые “корки” гидроксидов железа (до 1% от суммы), в которые “впаяны” зеленые и темно-зеленые зерна, обломки вулканического стекла, стеклянные спикулы губок, обломки карбонатных раковин (фораминифер) и диатомей (рис. 4д, проба 7371/3).

Зеленые и темно-зеленые зерна на этой станции не содержат в себе включений терригенных минералов. Они неправильной (слегка округлой, в результате частичного окатывания), иногда причудливой формы. Поверхность блестящая, микроячейистая, разбита сетью более крупных микротрещин, которые заполнены глинистым материалом. Они подобны трещиноватым зернам предыдущей станции (рис. 4г, проба 176/3).

Желтовато-оранжевые “корки” с “впаянными” в них зелеными и темно-зелеными зернами (рис. 4д, проба 7371/3) позволяют сделать предположение об

образовании их на материковом склоне. По-видимому, зеленые и темно-зеленые зерна первоначально попадали на мелководную часть шельфа (за счет абразии и разрушения некрепких коренных пород, в порах которых они находились), а затем в спокойные периоды эти осадки (включая и зеленые зерна) заливались с образованием окисленного (бурый цвет) горизонта. Во время понижения уровня моря в климатический минимум эта часть шельфа осушалась, и окисленный горизонт осадков превращался в желтовато-оранжевую корку с “запечатанными” в нее терригенными обломками (включая и зеленые зерна). По вновь образованным на шельфе речным долинам осадки шельфа (в том числе и оранжевые “корки”) водными потоками выносились в верхнюю часть материкового склона, где и обнаружены. Присутствие в “корках” микрофауны и микрофлоры (спикулы губок, диатомей и фораминиферы) свидетельствуют об их образовании в морских условиях.

У северной оконечности о. Хонсю на шельфе (ст. 7162, глубина 110 м) смоляно-черные округлые зерна составляют до 5 % от общей суммы 30, найденных в мелкозернистых песках. Они с гладкой глянцевой поверхностью, как правило без трещин. Крупные зерна (0,5–1 мм) имеют неправильную и причудливую форму и повторяют конфигурацию пустот вмещающих их пород, а средние (0,25–0,5 мм) – уже округло-овальной формы со сглаженными гранями. Они, по-видимому, частично обработаны при транспортировке.

В проливе Лаперуза на шельфе (проба 7468) зерна составляют до 7 % от общей суммы 30. Они все округлые, будто уплощенные, удлиненные или другой формы. Поверхность глянцевая, обычно без трещин, реже с трещинами, заполненными глинистым материалом (аналог пробы 176/3, рис. 4г). В свежем сколе при большом увеличении под биноклем видно, что внешняя часть зерна – микрозернистого строения, а к его центральной части зернистость увеличивается.

На сахалинском шельфе по линии профиля (ст. 7447–7451) в реликтовых разнозернистых песках зерна составляют около 4 % от общей суммы 30. Они представлены округло-овальными, иногда таблитчато-округлыми разностями. Под микроскопом в проходящем свете они ярко-зеленого цвета с бурой каемкой гидроксидов железа. В скрещенных николях подавляющая часть зерен – микроагрегатного строения, реже чешуйчато-микроагрегатного. Одни представляют собой псевдоморфозы по диатомеям с сохранившейся (характерной для них) структурой, другие образованы по полевым шпатам и обломкам вул-

каногенных пород, но преобладающая часть зерен имеет глобулярное строение.

Таким образом, анализ темно-зеленых (до черных) зерен показывает, что на островном шельфе Японского моря они присутствуют почти на всех станциях. Вероятно, они образованы в порах и пустотах вулканогенных пород толщи “зеленых туфов”, реже (ст. 176) – в результате разрушения глауконитизированных коренных пород (когда присутствует кварц). Кроме того, зерна встречаются в виде включений в глинистых обломках, которые оказались на шельфе как обломочный компонент после разрушения уплотненных зеленых глин толщи “зеленых туфов”. По химическому составу, в подавляющем большинстве, они близки селадониту (табл.). Рентгеноструктурный анализ порошковых проб показал, что глинистые минералы в них представлены, в основном, гидрослюдой и, в меньшей мере, смешаннослойными образованиями типа гидрослюда–сметит (5–10 %) (рис. 3.П, 1, 2). Отличительной особенностью темно-зеленых зерен является чистота минерального состава (т.е. отсутствуют примесные обломочные минералы типа гидрослюды, кварца, плагиоклаза, кальцита и др.). Они по внешнему облику схожи (более темные и менее подвержены подводному “выветриванию”) с округлыми зернами хребта Садо, описанными [10]. На станции они иногда встречаются в виде включений в крупных глинистых обломках (рис. 2в, проба М-197/3), что говорит об их более раннем возрасте по сравнению с обломками.

**Слепки раковин фораминифер** на островном шельфе на всех станциях среди ЗО присутствуют в незначительных количествах – до 1% от суммы. В Корейском проливе (ст. 5878) они встречаются крайне редко и только в раковинах в виде ядер. В расколовшейся раковине можно наблюдать выступающую светло-зеленую часть слепка. Преобладающая часть раковин фораминифер заполнена свежим глинистым материалом, не претерпевшим каких-либо изменений (рис. 4е, проба 5878/1). Сами раковины имеют свежий облик. По видовому составу они идентичны комплексу раковин фораминифер северной части Желтого моря (устное заключение В.К. Аннина). Поверхность раковин матовая. Иногда они частично разрушены, по-видимому, за счет перемещения по дну. Раковины со слепками внутри могли быть принесены в эту часть Корейского пролива из Восточно-Китайского моря, а без слепков, свежего облика (не перемещенные по дну), в прижизненном состоянии могли находиться в самом проливе.

Вблизи о. Хонсю (ст. М-197) слепки раковин фораминифер среди ЗО также встречаются крайне

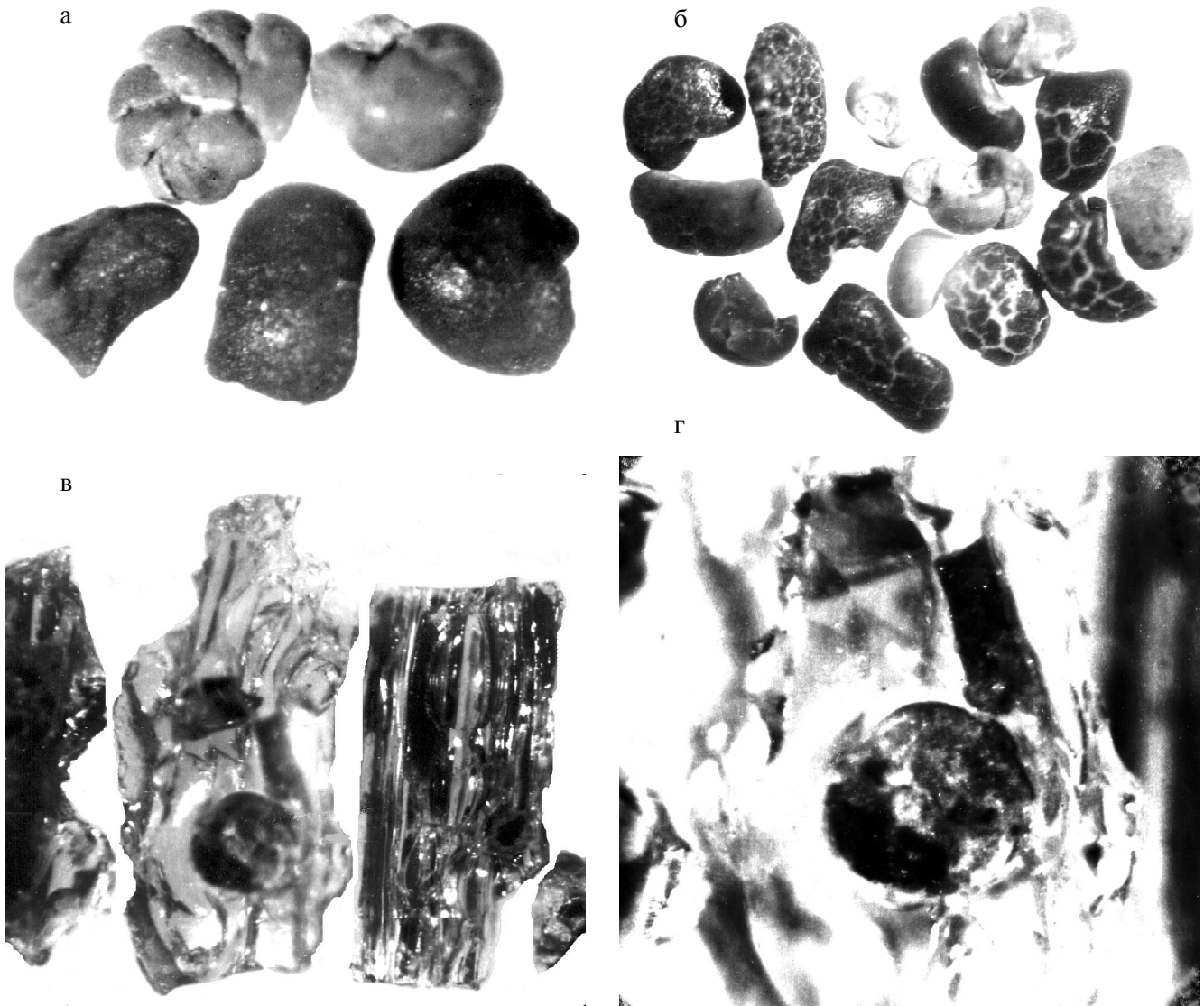
редко, хотя полых раковин и раковин, заполненных неизменным современным глинистым материалом, в электромагнитной подфракции осадков здесь до 30 % от суммы. Слепки состоят из пелитоморфного глинистого материала. На станции М-153 они также заключены в раковины. Если раковина частично разрушена, то выступающая часть слепка – светло-зеленого цвета, по внешнему виду не отличающаяся от слепков предыдущих станций (5878, М-197). По-видимому, уже в раннеголоценовое время, когда Корейский пролив был значительно мельче, они могли быть принесены теплым течением Куроиси с шельфа Восточно-Китайского моря.

На ст. М-176 слепки (проба М-176/4) среди ЗО также составляют доли процента. Они встречаются в виде единичных экземпляров и, как правило, заключены в раковины. Иногда из расколовшихся раковин видимая часть слепка гладкая, глянцевая, светло-зеленого цвета, без трещин, свежего облика. Они, по-видимому, также принесены из Восточно-Китайского моря. Их возраст, как и вмещающих осадков, позднеплейстоценовый.

Напротив п-ова Ното на островном склоне (ст. 7371, глубина 266 м) слепки (рис. 5а, проба 7371/4) по внешнему виду и конфигурации отличаются от таковых в Восточно-Китайском море и, по-видимому, образованы *in situ* на островном шельфе Японского моря. Они хорошо сохранили форму раковин, поверхность их гладкая, глянцевая, без трещин, светло-зеленого и зеленого цвета. Раковины, присутствующие совместно со слепками, и слепки, по форме отвечающие форме раковин, представлены видами, характерными для островного шельфа Японского моря (заключение В.К. Аннина).

У северной оконечности о. Хонсю на шельфе (ст. 7162, глубина 110 м) слепки раковин фораминифер (рис. 5б, проба 7162/4) в осадках встречаются обычно в виде отдельных обломков с отпечатком раковины на поверхности, реже – в виде целого слепка. Они имеют различную окраску – от светлых, до темно-серых и буровато-зеленых. Одни – совершенно без трещин, свежего облика (светло-серые), другие покрыты сетью открытых микротрещин (желтовато-зеленые и светло-зеленые), третьи (темно-зеленые) – с трещинами, заполненными неизменным глинистым материалом.

Все слепки имеют близкий минеральный состав (состоят в основном из смектита типа нонtronита, с различным соотношением смешаннослойных пакетов типа смектит–гидрослюда) (рис. 3.И, 1) и, вероятно, не одинаковы по возрасту. Так, светло-серые свежие разности, скорее всего, – раннеголоценового возраста, а желтовато-зеленые и светло-зеленые слепки – уже позднеплейстоценового. По конфигурации и форме слепки отличаются от таковых, распро-



**Рис. 5.** Слепки раковин фораминифер (а,б) и ЗО в вулканическом стекле (в,г).

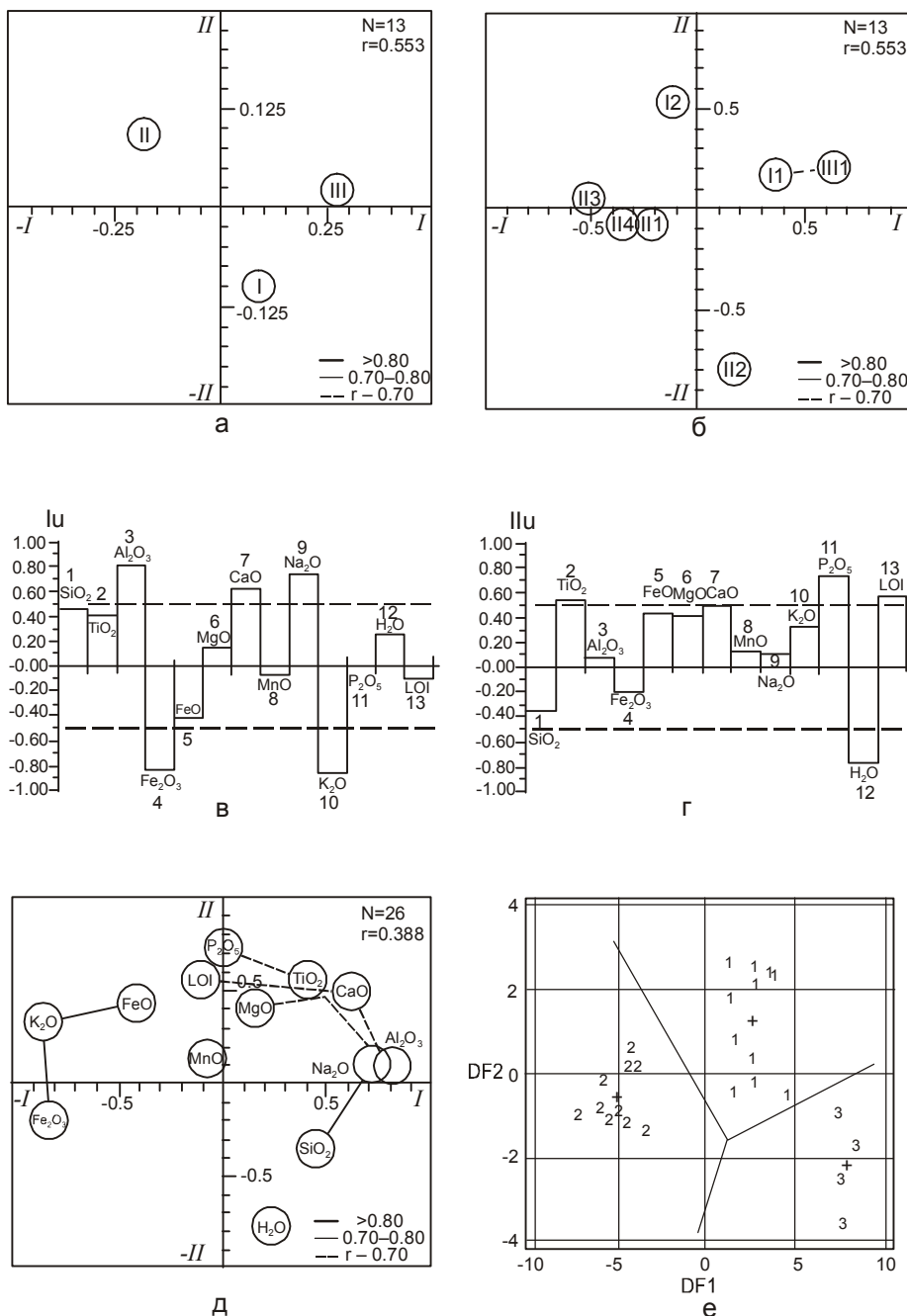
а – пр. 7371/4, слепки, образованные в раковинах на островном шельфе Японского моря,  $\times 50$ ; б – пр. 7162/4, фрагменты слепков,  $\times 44$ ; в – пр. М-176/5, включения зеленых образований в полостях вулканического стекла,  $\times 44$ ; г – то же, увеличенный фрагмент, неравномерная раскристаллизация ЗО в полости вулканического стекла. Вокруг включения видна прозрачная оторочка,  $\times 87$ .

страненных на шельфе в Южно- и Восточно-Китайском морях, что свидетельствуют об их образовании на месте (на островном шельфе в Японском море).

У пролива Лаперуза (ст. 7468) слепки в виде ядер (проба 7468/4) встречаются крайне редко и обычно разрушены до состояния глинистых обломков, но на своей поверхности сохраняют отпечаток раковины, по которому и распознаются. Они желтовато-зеленого и светло-зеленого цвета, разбиты неправильной сетью трещин, заполненных глинистым материалом, реже без трещин, в свежем сколе микроагрегатного строения и состоят, в основном, из смек-

тита (рис. 3.1, 1, 2). По внешнему виду они не отличаются от слепков предыдущей станции.

Таким образом, на островном шельфе Японского моря слепки раковин фораминифер встречаются в очень незначительном количестве (обычно доли процента). В Корейском проливе и вблизи его они по форме отвечают видовому составу фораминифер из Желтого моря, а севернее п-ова Ното (ст. 7371) форма слепков уже близка к форме раковин фораминифер, характерных для островного шельфа. Вероятно, в южную часть островного шельфа слепки могли быть принесены из Восточно-Китайского моря теп-



**Рис. 6.** Результаты статистической обработки данных с помощью R-факторного и дискриминантного анализов.

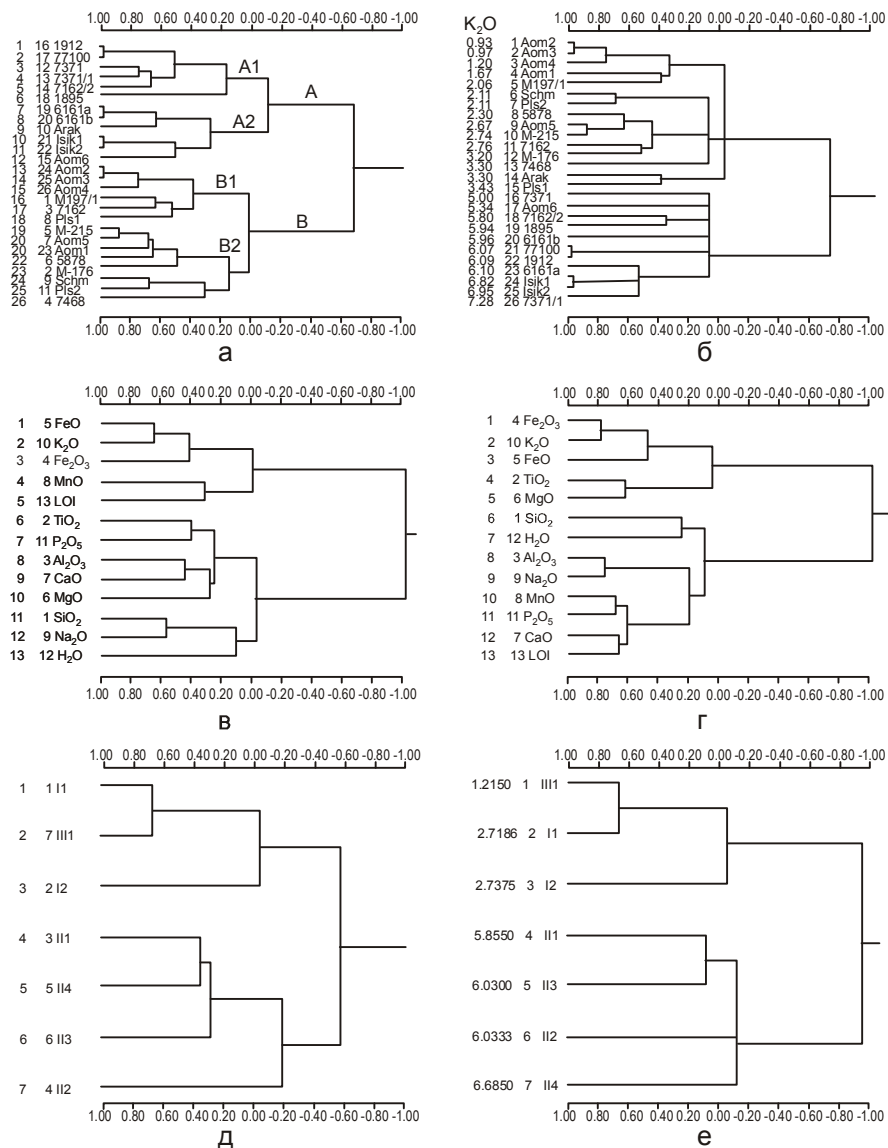
а-б – факторная диаграмма: связи между группами: а – для трех предварительных групп; б – для семи предварительных подгрупп. Использованы данные для всех анализов. I, -I – нормированные значения первого фактора; II, -II – второго фактора (без вращения). N – количество исследованных элементов в анализе, r – критическое значение для коэффициента сходства (95%-й уровень значимости). Линии – коэффициенты сходства. в-г – диаграммы R-факторных нагрузок для первого (в) и второго (г) факторов (без варимаксного вращения). д – R-факторная диаграмма для первых двух факторов, построенная без учета варимаксного вращения; I, -I – нагрузки первого фактора; II, -II – нагрузки второго фактора; N – количество анализов, r – критическое значение для коэффициента корреляции (95%-й уровень значимости). Линии – коэффициенты корреляции; е – дискриминантный анализ для трех предварительных групп (I, II, III): 1 – группа I; 2 – группа II; 3 – группа III. LOI – потери при прокаливании.

лым Цусимским течением, а севернее п-ова Ното образованы на месте.

**Обломки вулканического стекла** с газовыми полостями, заполненными буровато-зеленым и темно-зеленым глинистым материалом, среди ЗО на островном шельфе Японского моря составляют доли процента. Наиболее представительная проба получена на станции М-176 (глубина 160 м). Стекло здесь в виде угловатых оскольчатых обломков, как правило, свежего облика, водянопрозрачное, бесцветное (рис. 5в). Включения повторяют форму полостей (палочки, сосульки, сферы). Поверхность их глянцевая, гладкая, окраска буровато-зеленая или темно-зеле-

ная. Создается впечатление, что эти пустоты (полости) были заполнены при участии циркулирующих иловых и поровых вод уже после погребения стекла в слое осадков. Под бинокляром при сильном увеличении можно наблюдать концентрическую зональность в их образовании – более тонкозернистую структуру у стенки полости и лучше раскристаллизованную внутреннюю часть. Между ядром и стенкой полости видна тонкая светлая каемка (рис. 5г, проба М-176/5а). Сами включения представлены, в основном, смектитом с небольшим количеством (10–20 %) смешаннослойных образований типа смектит-гидро-слюда (рис. 3.1, 1).





**Рис. 7.** Результаты статистической обработки данных с помощью кластерного анализа.

а – диаграмма связи между всеми химическими анализами (Q-кластерная), обычная (неупорядоченная); б – то же, упорядоченная по возрастанию  $K_2O$ ; в – диаграмма связи между химическими элементами согласно их процентному содержанию во всех анализах (R-кластерная), обычная; г – то же, по средним значениям для групп; д – диаграмма связи между группами анализов (Q-кластерная) по их средним значениям, обычная; е – то же, упорядоченная по возрастанию  $K_2O$ . По горизонтальной оси – значения коэффициентов корреляции, по вертикальной оси на рис. 7б и 7е – содержание  $K_2O$  (в %).

### РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Первоначальная выборка, представленная для расчета, содержит 26 химических анализов и 13 признаков – процентных содержаний химических элементов. Эта выборка по генетическим признакам была предварительно разбита на три основные группы (I, II, III) и семь подгрупп (I1, I2, I3, II1, II2, II3, III1) (табл., рис. 6, 7).

**R-факторный анализ** применялся в комбинации с корреляционным, когда, кроме получения числовой информации (согласно стандартному методу главных факторов с варимаксным вращением и использованием матрицы коэффициентов корреляции), производится построение особой графической диаграммы (рис. 6д). На ней координатные оси представлены факторными нагрузками (для I и II факторов), а

статистически значимые положительные связи (коэффициенты корреляции) изображаются линиями, соединяющими точки с коррелирующимися признаками. Кроме этого, для анализа сходства между химическими анализами нами использовалась особая модификация R-факторного анализа (переходная к Q-факторному методу), при которой сходным образом графически изображались отдельные объекты – группы анализов (рис. 6а, 6б). Чтобы получился такой рисунок, вычисленные значения R-факторов центрировались, нормировались (на стандартное отклонение и квадратный корень из количества значений), усреднялись, выносились на график и связывались линиями, отражающими матрицу коэффициентов корреляции между объектами [14, 17, 24].

Для искомой выборки расчеты показали, что шесть факторов обеспечивают 88.6 % общей диспер-

сии (первый фактор – 28.3 %, второй – 20.2 %). Глядя на оси R-факторных диаграмм (рис. 6д) и на гистограммы состава факторов для этих осей (рис. 6в, 6г) мы можем заключить, что наибольшая изменчивость свойств выборки (первый фактор, обеспечивающий наибольшую долю суммарной дисперсии) возникает из-за противопоставления восьми элементов с положительными факторными нагрузками ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ) остальным пяти, имеющим отрицательные нагрузки ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{LOI}$ ) (рис. 6в). При этом особый вклад в противопоставление (если установить критическую величину факторной нагрузки, например 0.5, как это сделано на гистограмме рис. 6в) дает соотношение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  (в меньшей степени также  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ ), с одной стороны, и  $\text{K}_2\text{O}$  вместе с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (в меньшей степени также с  $\text{FeO}$ ), с другой. Компоненту с повышенным содержанием элементов из второго набора (с отрицательными нагрузками) можно связать, в первую очередь, с гидрослюдистыми и, в меньшей степени, со смешаннослойными минералами, а из первого – в основном с глинистыми (преимущественно смектитовыми) образованиями с незначительной примесью обломочных компонентов. Поскольку первый набор связан с положительными факторными нагрузками, то его преобладание должно смещать значения первого фактора в сторону положительных величин; аналогично, повышенное содержание элементов из второго набора должно вызывать появление отрицательных значений. Для случая с разделением выборки на три группы (рис. 6а) преобладание первого (глинистого) компонента над вторым должно быть связано с группой III, а второго (смешаннослойного) над первым – с группой II; группа I имеет примерно равное содержание двух составляющих. При разделении на семь подгрупп (рис. 6б) повышенное содержание первого компонента связано с подгруппами II и III (они связаны между собой и значимой корреляционной связью), а второго – с подгруппами III1, III4 и, главным образом, III3.

Аналогичным образом устанавливаем, что второй фактор изменчивости (рис. 6г) заключается в противопоставлении  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (имеющим отрицательные нагрузки) всем остальным элементам с положительными нагрузками. Минеральный компонент, соответствующий первому набору элементов, можно сопоставить с аморфным кремнеземом, имеющим примесь гидроксидов железа. Если разделить всю выборку на три группы (рис. 6а), то избыток этого компонента (судя по значительным отрицательным значениям второго фактора) окажется характерным для группы I (в сравнении с группами II и III), а при разделении на семь подгрупп (рис. 6б) – для подгруппы II2 (в сравнении со всеми остальными).

Проанализировав приведенные корреляционные зависимости (рис. 6д), мы можем отметить при-

мерно такую же группировку элементов, что и на диаграммах факторных нагрузок. Выделяются следующие подразделения: 1) группа из трех тесно связанных между собой химических элементов ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ ), которая, как было предположено выше, отвечает за формирование преимущественно гидрослюдистых минералов; 2) группа из восьми элементов, связанных между собой в основном слабыми корреляционными отношениями ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{LOI}$ ); 3) два независимых элемента ( $\text{MnO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ), не связанные с какими-либо другими элементами и друг с другом.

**Дискриминантный анализ** использовался в модификации, принятой в наборе компьютерных программ StatGraphics. Для случая трех предварительно выделенных генетических групп (I, II, III) (рис. 6е) он показал возможность их отчетливого разграничения согласно рассчитанным значениям двух первых дискриминантных функций (DF1 и DF2). Близкий результат мы уже рассматривали для модифицированной факторной диаграммы, показывающей объекты (рис. 6а).

Параметры дискриминантных функций следующие:

$$\text{DF1} = -2.39\text{SiO}_2 + 0.17\text{TiO}_2 - 0.78\text{Al}_2\text{O}_3 - 2.56\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.22\text{FeO} - 0.25\text{MgO} - 0.81\text{CaO} - 0.13\text{MnO} + 0.64\text{Na}_2\text{O} - 0.24\text{P}_2\text{O}_5 + 0.10\text{H}_2\text{O} - 1.24\text{LOI}$$

$$\text{DF2} = -1.22\text{SiO}_2 + 1.05\text{TiO}_2 - 1.78\text{Al}_2\text{O}_3 - 1.41\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.82\text{FeO} - 0.45\text{MgO} + 0.91\text{CaO} - 0.43\text{MnO} + 0.04\text{Na}_2\text{O} - 0.26\text{P}_2\text{O}_5 - 1.27\text{H}_2\text{O} - 1.58\text{LOI}$$

Определяющее значение имеет первая функция, причем ее вклад составляет 93.74 % от суммы собственных значений. Иначе говоря, одной (первой) дискриминантной функции в принципе достаточно для разграничения трех отмеченных групп. Из просмотра значений коэффициентов для нее видно, что основным элементом, с помощью которого можно различить группы, является натрий с довольно большой положительной величиной коэффициента для его окисла ( $\text{Na}_2\text{O}$ ). Положительные коэффициенты также имеют только  $\text{TiO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , но их величины малы. Все остальные переменные имеют отрицательные значения (с наибольшей абсолютной величиной при этом выделяются  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{LOI}$ ). Таким образом, группа III (рис. 6е) выделяется по избытку  $\text{Na}_2\text{O}$  (вероятно, преимущественно благодаря обломочному плагиоклазу), группа II – по преобладанию большинства остальных элементов над натрием, группа I занимает промежуточное значение.

Для построения дендрограммы в **R- и Q-класстерных анализах** в качестве меры сходства использовались значения коэффициентов корреляции.

**R-кластерный анализ** (рис. 7в и 7г) объединил элементы в две основные группы, близкие к по-

лученным в результате R-факторного анализа (рис. 6д). Некоторые несовпадения касаются содержаний MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и LOI, не имеющих (как показывают R-факторные диаграммы рис. 6в и 6г) ощутимого вклада в общую дисперсию.

**Q-кластерный анализ** сгруппировал все 26 химических анализов в свои особые группы (рис. 7а): сначала он сформировал кластеры А и В, а затем – подкластеры А1, А2, В1 и В2. Внимательное рассмотрение состава новообразованных групп показывает, что принципиального отличия их от предварительно выделенных другими методами (I, II, III) нет. На это указывает и иерархия предварительных групп, полученная согласно средним значениям элементов в них (рис. 7д).

Нами использовалась также особая модификация кластерного анализа, которая реализует так называемый анализ с ограничениями или упорядоченный кластерный анализ. Он анализирует результаты не только для обычной выборки, но и для упорядоченной, выстроенной в ряд по определенному закону самим исследователем [17]. В нашем случае мы это выполнили согласно возрастанию K<sub>2</sub>O (рис. 7б, 7е). При этом четко выделяется граница первого порядка в распределении K<sub>2</sub>O, разделяющая все анализы на две группы – более 3.5% и менее.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ морфологии зерен, их минерального и химического составов, статистическая обработка позволили предварительно выделить среди ЗО резко отличные генетические группы (табл.). Предполагалось, что обломкам (подгр. II) и округлым зернам (подгр. III) шельфа будут идентичны таковые в неогеновых коренных породах островов Сахалина, Хоккайдо и хр. Садо (подгр. I2 и II2, III3, III4). В отдельную подгруппу были выделены химические анализы “глауконитов” современного шельфа зал. Аомори (подгр. III1). Как предполагалось (и как было описано выше), дискриминантный анализ подтвердил и хорошо разграничил химические анализы трех основных предварительных групп I, II и III (рис. 6е).

Среди кластерных групп и подгрупп анализы распределились следующим образом. В группе А – подгруппа А1 включает анализы хр. Садо и островного шельфа о. Хонсю, а подгруппа А2 – анализы островного склона о. Хоккайдо и “глауконитов” неогеновых коренных отложений самого о. Хоккайдо (табл., рис. 7а). Это позволяет утверждать, что образование округлых темно-зеленых и черных зерен этих подгрупп происходило в одинаковых или близких между собой условиях.

*Округлые, иногда угловатые (причудливой формы) темно-зеленого и черного цвета зерна ЗО шельфа Японских островов (группа А) резко отличаются от обломков (группа В). Они с глянцевой (окатанные с матовой) гладкой поверхностью, с микротрещинами, заполненными глинистым материалом, или без трещин. В свежем сколе они микроагрегатного сложения или представляют собой секреции, в которых периферийная часть микрозернистая, а центральная – более раскристаллизованная. Эти ЗО образованы, по-видимому, в порах и пустотах вулканогенных пород. По Ж.С. Одину (Odin) [22], образование таких округлых зерен происходит в замкнутой или полужамкнутой среде без достаточного доступа морской воды. В порах и пустотах создаются условия, благоприятные для кристаллизации Fe-содержащих слоистых силикатов. Причем, на минеральный состав этих образований, кроме минералообразующего раствора, по-видимому, оказывают влияние температура, среда (рН), глубина залегания и время, необходимое для “вызревания” зерен. Отличительной особенностью этих ЗО является их “чистота”, т.е. отсутствие в них терригенных компонентов: кварца, плагиоклаза и других минералов. Они представлены гидрослюдой (рис. 3.П, 1) с подчиненным количеством смешаннослойных гидрослюда-сметит (5–10 %) и по химическому составу близки к селадонитам. По внешнему облику и химическому составу они схожи с округлыми темно-зелеными зернами селадонитового типа хребта Садо (подгруппа А1) и округлыми ярко-зелеными зернами поронайской свиты о. Хоккайдо (подгруппа А2). Присутствие описываемых зерен в виде включений в глинистых обломках группы В (уплотненных глинах) указывает на их более ранний возраст по сравнению с обломками, а наличие таких зерен в глауконитовых песчаниках поронайской свиты позволяет предположить, что они неогенового возраста.*

Группа В объединяет химические анализы обломков ЗО островного шельфа и “глауконитов” коренных пород островной дуги (островов Сахалина и Хонсю). В нее входят и “глаукониты” зал. Аомори (табл., рис. 7а). Группа В тоже разделяется на подгруппы В1 и В2, которые отличаются друг от друга по содержанию K<sub>2</sub>O (рис. 7б). Возможно, это связано с различным временем экспозиции и длительностью процессов диагенеза первичной породы, из которой образованы обломки.

*Обломки группы В резко преобладают среди ЗО на островном шельфе. Они обычно светло-зеленовато-серые или буровато- и желтовато-серые. На участках размыва уплотненных глин обломки неправильной (угловатой), а в зоне волнового воздействия – округлой, часто удлиненной формы (похожи на пеллеты различного размера). Поверхность их неровная,*

бугорчатая, часто матовая. Некоторые обломки (ст. М-153) состоят из частично разложившегося кислого вулканического стекла (видны следы его течения) и глинистых минералов, а другие содержат чешуйки слюды, различимые под бинокляром (ст. 5878).

Рентгеноструктурный анализ порошковых проб свидетельствует, что глинистые обломки в основном представлены диоктаэдрическим смектитом, смешаннослойными образованиями смектит-гидрослюда (10–20 %). В виде терригенной примеси (до 2–5 %) в них присутствуют: кварц, плагиоклаз, обломочная гидрослюда, хлорит (рис. 3.1. 1, 2).

Химический анализ обломков указывает на сравнительно высокие содержания, но резкие колебания в них окисного железа (от 14,03 до 25,50 %), что, по-видимому, связано с образованием смектитов по измененным породам (уплотненным глинам) различного петрографического состава. Содержание  $K_2O$  находится в пределах от 2,06 до 3,30 % (табл.), что характерно для разбухающих слоистых силикатов (смектитов). Присутствие терригенного материала в обломках свидетельствует об их осадочной или осадочно-вулканогенной природе. Химические составы обломков ЗО шельфа и суши островов почти не отличимы друг от друга (табл.), что свидетельствует об аллотигенной природе обломков на шельфе (за исключением желтовато-беловато-серых разностей, которые могут оказаться аутигенными образованиями).

*Слепки раковин фораминифер*, как указывалось выше, на островном шельфе имеют крайне узкое распространение (их в осадке менее 1%). Наиболее широко они распространены и детально описаны на шельфах Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей [8, 9, 10]. Генезис их – осадочно-диагенетический.

На юге островного шельфа в Корейском проливе они обычно встречаются в виде обломков слепков с сохранившимся отпечатком раковины, реже в виде ядер в самих раковинах (ст. 5878). Комплекс фораминифер этих раковин характерен для Желтого моря (заключение В.К. Аннина). Матовая поверхность части раковин свидетельствует об их перемещении, возможно, с шельфа Восточно-Китайского моря, а неизменные разности в прижизненном состоянии могли находиться в самом проливе.

На островном шельфе о. Хонсю на линии п-ова Вадзима (ст. 7371) конфигурация и рисунок слепков отличаются от таковых Восточно-Китайского моря. Они хорошо сохранили форму раковин. Поверхность их гладкая, глянцевая, без трещин, светло-зеленого и зеленого цвета. Форма и рисунок раковин фораминифер, присутствующих совместно со слепками, характерны для видов, развитых на островном шельфе (заключение В.К. Аннина). Следовательно, место образования слепков – островной шельф. Возраст их, как и возраст вмещающих осадков, позднеллейсто-

ценовый и раннеголоценовый [15]. Генезис их осадочно-диагенетический. Слепки, принесенные в Корейский пролив из Восточно-Китайского моря, – аллотигенного происхождения.

*Обломки вулканического стекла с пустотами, заполненными ЗО*, на островном шельфе составляют доли процента. Сами включения повторяют форму пустот. Они свежего облика, буровато-зеленого и темно-зеленого цвета. Поверхность их гладкая, глянцевая. Они образованы после захоронения пористых обломков вулканического стекла в слое осадков. В результате циркуляции поровых вод в пустотах обломков формировались вторичные минералы. Эти ЗО – аутигенного происхождения.

### ВЫВОДЫ

1. Преобладающая часть высокожелезистых слоистых силикатов (“глауконитов”) в осадках островного шельфа Японского моря являются аллотигенными (обломочными), а не аутигенными образованиями. Они представлены обломками (преобладают) и округлыми темно-зелеными и черными зернами.

2. Обломки по составу отвечают смектитам, содержат в себе терригенный кварц, полевые шпаты и другие минералы и образованы в результате разрушения (размыва) уплотненных глин толщи “зеленых туфов”, широко развитой на Японских островах. В свою очередь, эти глины, по-видимому, формировались в прибрежно-морских мелководных условиях, на что указывает присутствие “глауконитов” сходного минерального состава (смектитов) в разрезах третичных отложений Южного Сахалина и Японских островов.

3. Округлые зерна темно-зеленого и черного цвета встречаются почти на всех станциях в виде отдельных зерен и как включения в глинистых обломках (древнее последних). По составу они отвечают селадонитам, образованы в порах и пустотах вулканогенных пород толщи “зеленых туфов” и являются продуктом их разрушения.

4. Осадочно-диагенетическими аутигенными образованиями на островном шельфе Японского моря являются только слепки раковин фораминифер, зеленые глинистые минералы в полостях вулканического стекла и незначительная часть (до 3 %) глинистых обломков свежего облика, образованных по пепловому материалу.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.
2. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
3. Занюков В.Н., Егорова М.Г., Корнилова Р.М., Мельников О.А., Шустов Л.Н. О глауконите в верхнемеловых и тре-

- тичных отложениях Сахалина // Вопросы геологии и нефтегазоносности Южного Сахалина. Южно-Сахалинск. 1968. С. 73–82. (Тр. СахКНИИ; Вып. 18).
4. Липкин Ю.С. Геоморфологическое районирование котловины Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 36–48.
  5. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 467 с.
  6. Лисицина М.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю., Чижикова Н.П. Глауконит как диагнетическое образование редуцированной зоны океанических осадков // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 3–20.
  7. Логвиненко Н.В. Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана // Докл. АН СССР. Т. 225, № 3. 1975. С. 673–675.
  8. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Эйберман М.Ф. Происхождение глинистых образований в осадках южно-вьетнамского шельфа (Южно-Китайское море) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 350–358.
  9. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н., Середа Н.А. Зеленые глинистые минералы в осадках Восточно-Китайского моря // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 109–115.
  10. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н. Образование высокожелезистых слоистых силикатов в слепках и псевдоморфозах по бентосу и планктону в окраинных морях Тихого океана // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 67–71.
  11. Мельников О.А., Захарова М.А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977. 243 с.
  12. Петелин В.П. О нахождении глауконита в современных морских осадках // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1954. Т. VIII. С. 220–228.
  13. Петелин В.П., Алексина И.А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана // Тихий океан. Осадконакопление. М.: Наука, 1970. Кн. 1. С. 324–372.
  14. Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели) / Ред. Ф.Р. Лихт. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
  15. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.
  16. Теплов И.А. Литолого-фациальная характеристика и типы разрезов меловых отложений Сахалина // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1972. С. 25–35.
  17. Уткин И.В. Компьютерная статистическая обработка данных по гранулометрии морских донных осадков для характеристики обстановок современного осадкообразования // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 96–113.
  18. Buckley H.A., Bevan J.C., Brown K.M., Johnson L.R., Farmer V.C. Glauconite and celadonite: two separate mineral species // Mineral. Mag. 1978. V. 42. P. 373–382.
  19. Burst J.F. Mineral heterogeneity in “Glauconite” – pellets // Amer. Mineralogist. 1958. V. 43. P. 481–497.
  20. Hower Y. Some factors concerning the Nature and origin of glauconite // Amer. Mineralogist. 1961. V. 46, N 3–4. P. 313–334.
  21. Odom E. Glauconite and celadonite minerals // “Micas”. Reviews in mineralogy. 1984. V. 13. P. 545–572.
  22. Odin G.S. De glauconiarum, constitutione, aetateque These. Paris: Universite Pierre et Marie Curie, 1975. 280 p.
  23. Takahashi J. Sinopsis of glauconitization // Recent marine sediments. London, 1955. P. 503–515.
  24. Utkin I.V., Derkachev A.N., Dudarev O.V., Tklich O.A., Korobov V.V. The modeling of environmental conditions by the special approaches to the multivariate statistical treatment of the data // Proc. of the 10th PAMS/JECSS Workshop. Kagoshima (Japan), 1999. P. E20–E23.

Поступила в редакцию 31 мая 2002 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

***Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, A.N. Derkachev, I.V. Utkin, N.A. Sereda, N.N. Barinov***

### **The origin problem of the Fe-rich layered silicates in sediments of the Japan Sea island shelf**

Fe-rich layered silicates in sediments of the Japan Sea island shelf were investigated. Their mineral and chemical compositions were determined, and correlation of glauconite with bedrock from the islands was made. The genetic differentials have been distinguished: a) clays fragments compositionally corresponding to smectite, which resulted from the break-up of poorly lithified rocks; b) roundish grains (dark green and black) compositionally close to celadonite, which formed, apparently, in the pores and interstices of volcanogenic rocks; c) foraminifera moulds; d) inclusions in cavities of volcanic glass. The predominant part of these species (up to 97 %) are relict, allothigenic. They have appeared in the shelf sediments as a result of destruction of poorly lithified “green tuff” rocks widespread in the coastal area. Only a minor part of clays debris, foraminifera moulds and inclusions in the volcanic glass cavities are formed in situ in the shelf sediments. They have a sedimentary and diagenetic authigenic origin.

**СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ  
ЯПОНОМОРСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ – ОКЕАН***Л.А. Изосов**Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В. И. Ильичева, г. Владивосток*

В статье впервые для Япономорского региона на основе формационного метода проведена корреляция  $PZ_2$  образований. Показано, что в пределах рассматриваемого фрагмента Восточно-Азиатской зоны перехода континент – океан активно проявился рифтогенез.  $PZ_2$  формации региона накапливались в морских и океанических бассейнах и выполняют рифты, дива-структуры и амагматичные платформенные прогибы. Они тесно связаны между собой по латерали и образуют ряды тектонических комплексов, для которых характерно наличие переходных типов. Обсуждается важная для региона проблема разделения однотипных среднепалеозойских и верхнемезозойских "немых" кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенных формаций, часто имеющих хаотическое строение. Металлогенические особенности  $PZ_2$  формаций региона выражаются в том, что они во многих случаях являются рудоносными и потенциально рудоносными образованиями (U, Th, Pb, Zn, колчеданные руды, алмазы и др.). Высказано предположение о  $PZ_2$  источнике рудного вещества для известных в регионе промышленных колчеданных месторождений и рудопроявлений, которые представляют собой рудоносные олистостромы. Процессы формирования мегаструктуры Япономорской зоны перехода рассматриваются на основе парадигмы о тектонической расслоенности литосферы.

**Ключевые слова:** средний палеозой, формации, тектоника, остаточный массив, покровно-складчатые системы, рифт, дива-структуры, палеогеография, рудоносность, Япономорский регион.

**ЦЕЛЬ РАБОТЫ**

Основная цель работы – провести на основе формационного анализа корреляцию S и D отложений в Япономорской зоне перехода континент – океан, определить тектонические позиции, геодинамические и палеогеографические обстановки накопления данных образований, а также наметить их металлогенические особенности. Рассматриваемая зона включает Япономорскую впадину, а также ее континентальное и островное обрамление: Приморье, Северо-Восточный Китай, Корею и Японию.

**Материалы и методика исследований**

В основу статьи легли личные материалы автора, полученные им при проведении крупно- и среднemasштабных геологических и геофизических съемок, а также полевых металлогенических работ (U, W, колчеданное оруденение, алмазы) в Приморье (1962–1989 г.г.). В ней также использованы результаты научно-тематических исследований геологии сопредельных российских и зарубежных террито-

рий, осуществленных автором в Тихоокеанском океанологическом институте (1989–2000 г.г.) по региональным программам "Дальний Восток", "Вестпак" и "Геошельф."

Примененный автором формационный метод исследований разработан Н.С. Шатским [51], которым геологическая формация рассматривается как выделенная эмпирически парагенетическая ассоциация горных пород. При этом выделение парагенезов пород основывается на их совместном нахождении, а не на их общем генезисе, который может быть неопределенным или дискуссионным. Таким образом, понятие парагенеза является базовым в учении о геологических формациях, которое было в значительной мере расширено и детализировано в известных работах Н.П. Хераскова, Ю.А. Косыгина, Ю.А. Кузнецова, В.И. Драгунова и др. Выделение формаций, в общем, зависит от конкретных целей исследований: в этом смысле показательно мнение Г.Л. Кирилловой и М.Т. Турбина: "...каждый исследователь будет выделять формации в таком объеме, какой ему

нужен и удобен для достижения своей цели” [43, с. 77]. Автору, как геологу-съемщику, в этом вопросе ближе всего подход Н.П. Хераскова и Н.Б. Вассоевича, которые считают, что формация – это несколько толщ или свит, свита, подсвита.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЯПОНОМОРСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА

В пределах Япономорской зоны перехода, где широко распространены S и D формации, выделяются [6, 23, 25, 42]: Сино-Корейская параплатформа (шит), массив Бурья-Цзямусы, Сибирская платформа, параплатформа Янцзы и их фрагменты (остаточные массивы), разделенные полициклическими покровно-складчатými системами (зонами) (рис. 1, 2). Одной из важнейших  $PZ_2$  тектонических структур данной территории является краевой Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, обрамляющий Ханкайский массив, который включает значительные объемы  $PZ_2$  образований [8, 25, 26] и практически пол-

ностью отвечает определению сводово-вулканического рифта [31]. Веским доказательством окраинно-континентальной природы вулканогена является то, что он заложился не на океаническом субстрате, как это свойственно островодужным поясам, а на мощном гранитно-метаморфическом основании в краевых частях Ханкайского массива и отличается пестрым составом вулканизма с развитием бимодальных серий [8, 15, 22]. На диаграмме главных компонент ареал точек всех вулканических комплексов ( $^a-K_2$ ) Западно-Сихотэ-Алинского пояса практически совпадает с трендом типичных петрохимических серий окраинно-континентальных вулканических зон; при этом характерно, что наиболее основные разности раннедевонских вулканитов соответствуют на диаграмме стандарту [26]. Автор полагает, что в Японии и на подводных возвышенностях Японского моря имеются фрагменты аналогичных структур, разобщенные в результате мощного проявления гималайского тектогенеза [5, 10, 16, 21, 23, 29, 30, 57].

**Рис. 1.** Схема распространения силурийских и близких к ним по возрасту формаций в Япономорском регионе.

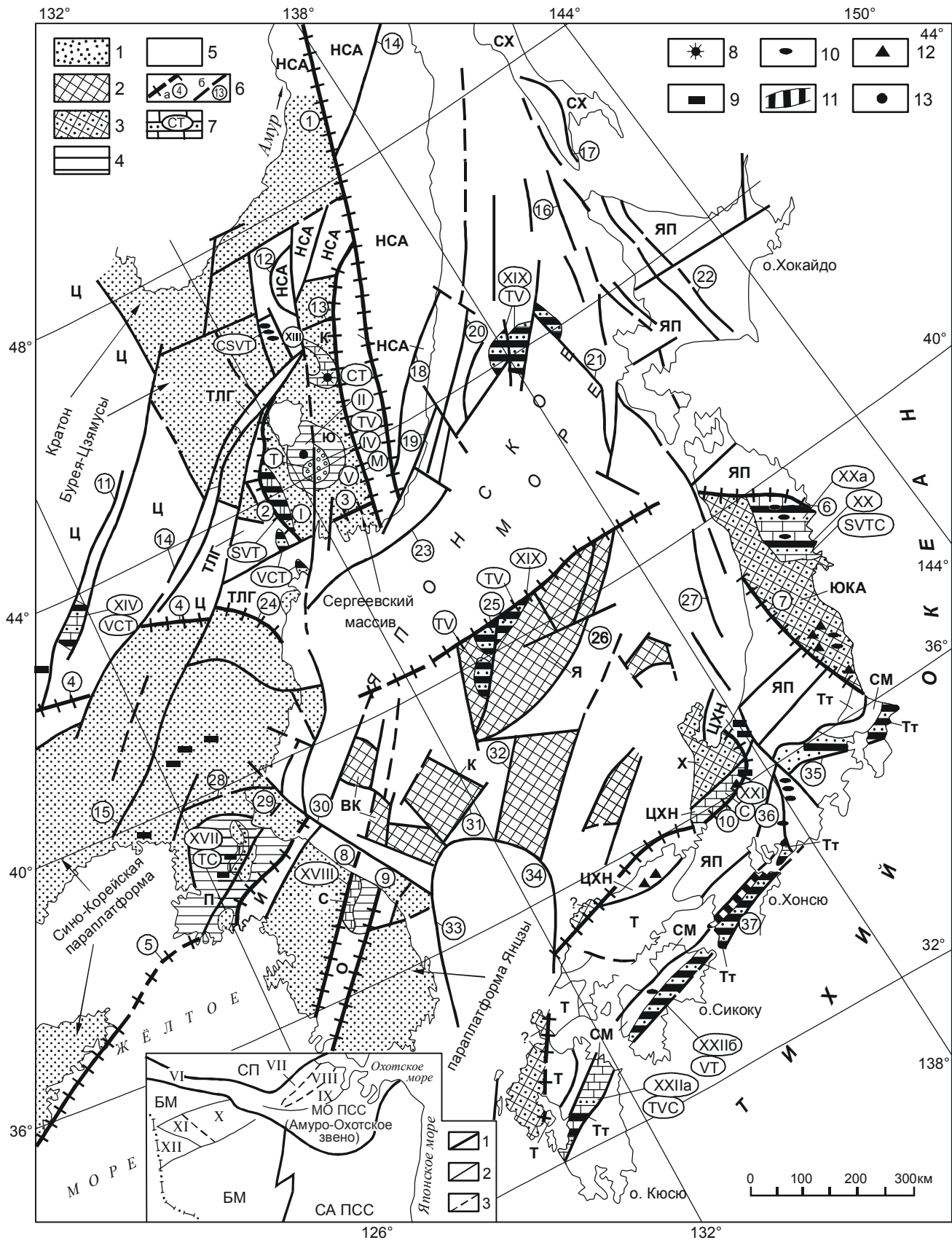
1–3 – **докембрийские структуры:** 1- континентальное обрамление Японского моря; 2 – докембрийские блоки Япономорской впадины, предположительно относящиеся к параплатформе Янцзы: Восточно-Корейский (ВК), Криштофовича (К), Ямато (Я) и др.; 3 – **докембрийские блоки** (комплекс основания) Японских островов, предположительно относящиеся к параплатформе Янцзы: Южный Китаками – Абукума (ЮКА) и Хида (Х); 4 – **платформенные прогибы и дива-структуры:** Кабаргинский (К), Пхеннамский (П), Самчхокский (С) и Южно-Синегорская дива-впадина (Ю); 5 – **полициклические покровно-складчатые системы:** каледонско-яньшаньская Цзилинь – Хэйлунцзянская с зонами Цзилиньской (Ц) и Туманган-Лаоэлин-Гродековской, или Яньбяньской (ТЛГ); яньшаньская Наданьхада – Сихотэ-Алинская (НСА); Корейская с зонами индосинийской Имджинганской (И) и раннеяньшаньской Окчхонской (О); Японская (ЯП) с зонами каледонской Циркум-Хида – Нагато (ЦХН), герцинской Тююку (Т), раннеяньшаньскими и гималайскими, в том числе, Самбагава (См), Титибу (Тт) и Сахалинской (Сх); 6 – **тектонические швы (а) и региональные разломы (б)** установленные и предполагаемые: Центральный Сихотэ-Алинский (1), Западно-Приморский (2), Арсеньевский (3), Северо-Яньцзиньский, или Чонли-Чэндэ (4), Тань-Лу – Циндао (5), Хаячине (6), Танакура (7), Окчхонский (8), Собэкский (9), Циркум-Хида (10), Илань – Итун (11), Западный Наданьхада-Алинский (12), Дальнереченский (13), Тань-Лу-Мишань – Сюркумский (14), Ялуцзян – Циндао (15), Рисире – Монерон (16), Центрально-Сахалинский (17), Прибрежный (18), Находка – Ольгинский (19), Восточно-Приморский (20), Восточно-Япономорский (21), Хидака (22), Южно-Приморский (23), Чхончжинский, или Сусончхонский (24), Центрально-Япономорский (25), Ямато (26), Садо (27), Кучжан – Кымя (28), Синвон – Осан (29), Канхва – Косон (30), Уллындэ (31), Северо-Окийский (32), Западно-Цусимский (33), Восточно-Цусимский (34), Итоигава – Шизуока (35), Медианная тектоническая линия (36), Бутсузо (37); 7 – **стратифицированные формации** (CSVТ – карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенная, SVТC – кремнисто-вулканогенно-терригенно-карбонатная, SVТ – кремнисто-вулканогенно-терригенная, TV – терригенно-вулканогенная, VT – вулканогенно-терригенная, VCT – вулканогенно-карбонатно-терригенная, CT – карбонатно-терригенная, TC – терригенно-карбонатная, C – карбонатная, V – вулканогенная, T – терригенная); 8–13 – **локальные выходы базит-гипербазитовых формаций** [25]: кимберлитовой (8), габбро-троктолит-кортландитовой (9), оливинит-верлитовой (10), дунит-верлит-пироксенитовой (11), дунит-гарцбургитовой (12) и неясного генезиса (13).

**Зоны, районы** (в кружках): I – Гродековский, II – Малоключевской, III – Тамгинский, IV – Тихорецкий (Телянзинский), V – Буянковский, XIII – Дахэчжэньский, XIV – Цзилиньский и Хэйлунцзянский, XVII – Пхеннамский, XVIII – Самчхокский, XIX – подводных возвышенностей Алпатова, Витязя и Ямато, XX – XX а – Южный Китаками (XX – Офанато, XXа – Камаиши); XXI – Фукудзи; XXII – Куросэгава (XXII а – Гион-яма, XXII б – Йококура-яма).

Примечания: 1). №№ зон, районов и блоков на рис. 1. соответствуют таковым на формационной схеме силурийских .... (рис. 2). В схему не вошли блоки Юннань (XV) и Янцзы (XVI), разрезы которых показаны на рис. 3.

**Врезка:** Схема структурно-формационного районирования силура Хабаровского и Амурского регионов (по Г. В. Роганову и Л. А. Изосову; из [38]).

Границы: 1 – основных тектонических структур, 2 – структурно-формационных зон и блоков, 3 – подзон; буквы на схеме: СП – Сибирская платформа, МО ПСС – Монголо-Охотская покровно-складчатая система; VI – Верхне-Амурская зона; VII-IX – Удско-Шантарская зона; районы: VII – Баладекский, VIII – Галамский, IX – Тьльский; БМ – Буреинский массив, районы: X – Гарь-Мамынский и Норский, XI – Чагоянский, XII – Сухотинский); СА ПСС – Сихотэ-Алинская покровно-складчатая система.





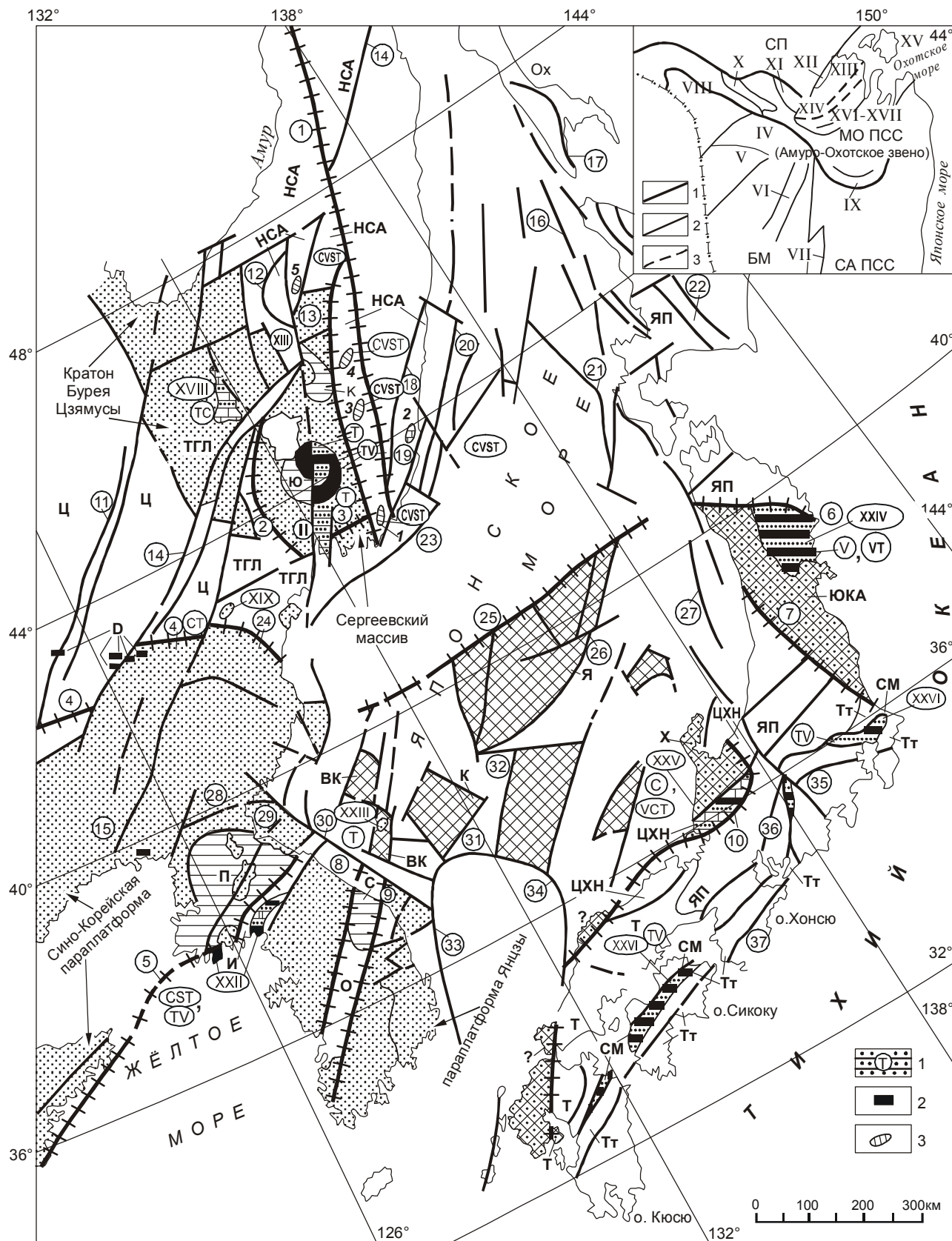


Рис. 2. Схема распространения девонских и близких к ним по возрасту формаций в Япономорской зоне. (Тектоническое районирование и разломы см. на рис. 1).

Главными  $PZ_2$  тектоническими событиями региона являются [13, 15, 18, 20, 25 и др.]: (1)  $S_1$  – деструкция дорифейской коры, заложение сети мощных раздвигов с новообразованной океанической корой и обособление остаточных массивов; (2)  $D-C_1$  – пульсационное растяжение–сжатие сиалического субстрата (иногда с разрывом сплошности); формирование внутриплитных коллизионных структур и наращивание платформенного чехла.

### СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ

По данной проблеме автором в разные годы опубликовано большое количество работ, на главные из которых [12, 15, 20, 21, 23, 24] он и будет опираться в статье. Стратиграфические схемы  $S$  и  $D$  Приморья, составленные автором, при участии В.А. Бажанова и Н.Г. Мельникова, а также схемы структурно-формационного районирования  $S$  и  $D$  юга Дальнего Востока (Г.В. Роганов, Л.А. Изосов) приняты на IV межведомственном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточно-Забайкалья [38].

#### Силурийские и близкие к ним по возрасту формации

В современной диспозиции эти отложения имеют “лоскутное” распространение и обнаруживаются в тех местах, где развит мощный платформенный чехол или обнажены глубоко вскрытые эрозией рифтогенные структуры (рис. 1, 3).

В Приморье среди них обособляются формации двух типов: (1) образования внутриконтинентальных рифтов –  $S_1$  кремнисто-вулканогенно-терригенная (с гипербазит-базитовой ассоциацией) и, вероятно, одновозрастные с ней терригенно-вулканогенная (с базит-гипербазитовой ассоциацией) и

кимберлитовидная; (2) накопления окраинных прогибов и межгорных впадин Ханкайского массива –  $O-S$  молассоидная и терригенная пестроцветная, а также  $S^?-D_1$  карбонатно-терригенная. С терригенной частью  $S_1$  кремнисто-вулканогенно-терригенной формации четко коррелируются граптолитовые фации  $S_{1-2}$  вулканогенно-терригенно-карбонатной (с риолитовой ассоциацией) формации Северо-Восточного Китая, развитой, как и первая, в Туманган-Лаоэлин-Гродековской полициклической покровно-складчатой зоне [23, 25]. Кроме того, там известны внутриконтинентальные рифтогенные  $S_1^?$  дунит-верлит-пироксенитовая и  $S_2$  габбро-троктолит-кортландитовая формации, по-видимому, представляющие корневые зоны вулканоплутонических базит-гипербазитовых ассоциаций [25, 57].

Характерно, что аналогичные по тектоническому типу и литологии одновозрастным образованиям Приморья  $S$  карбонатно-терригенные и терригенные пестроцветные формации пользуются широким распространением как в краевых частях Буреинского массива, так и в Верхне-Амурской и Удско-Шантарской покровно-складчатых зонах [38, 39, 44]. При этом в Удско-Шантарской зоне выделяется своей огромной мощностью карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенная ассоциация, включающая олистолиты известняков и обломочных пород с  $S$  фауной, кремней, зеленокаменно перерожденных базитов и прослой седиментационных брекчий.

На Корейском полуострове [10, 23] известны  $S_{1-2}$  сравнительно маломощные карбонатно-терригенная и карбонатная формации, залегающие в Пхеннамском и Самчхокском платформенных прогибах, которые могут быть сопоставлены с ассоциациями шельфа пассивных континентальных окраин [9].

1 – стратифицированные формации, группы формаций ( CVST – карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенная, CST – карбонатно-кремнисто-терригенная, TC – терригенно-карбонатная, CT – карбонатно-терригенная, C – карбонатная, VT – вулканогенно-терригенная, VCT – вулканогенно-карбонатно-терригенная; V – вулканогенная T – терригенная); 2 – локальные выходы габбро-троктолит-кортландитовой формации [25, 27]; 3 – олистолиты позднедевонской и позднедевонско-карбонатовой карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенной формации в Наданьхада-Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системе

**Зоны, районы:** I – Южно-Синегорский, II – Артемовский, III – Фудинов Камень, XVIII – Баоцин, XIX – Янцзи, XXII – Импджинган, XXIII – Восточно-Корейской подводной возвышенности, XXIV – Хикорочи – Нагасака, XXV – Фукудзи, XXVI – Самбагава.

**Примечания:** №№ зон, районов и блоков на рис. 2 соответствуют таковым на формационной схеме девонских .... (рис. 4). В схему не вошли блоки Янцзы (XX) и Хуанань (XXI), разрезы которых показаны на рис. 4.

**Врезка:** Схема структурно-формационного районирования девона Хабаровского и Амурского регионов (по Г. В. Роганову и Л. А. Изосову; из: [38]).

Границы: 1 – основных тектонических структур, 2 – структурно-формационных зон и блоков, 3 – подзон; буквы на схеме: СП – Сибирская платформа, БМ: Буреинский массив, зоны и районы: IV, V – Норско-Сухотинская зона: IV – Гарь-Мамынский, V – Сухотинский; VI – Нимано-Мельгинская зона; VII – Урмийская зона; МО ПСС – Монголо-Охотская покровно-складчатая система, зоны и районы: VIII – Верхне-Амурская зона; IX – Ниланская зона; X – Долбырь-Тунгалинская, XI – Ланская, XII-XVII – Удско-Шантарская зона: XII – Баладекский, XIII – Галамский, XIV – Тыльский, XV – Шантарский, XVI-XVII – Тугурский; СА ПСС – Сихотэ-Алинская покровно-складчатая система.

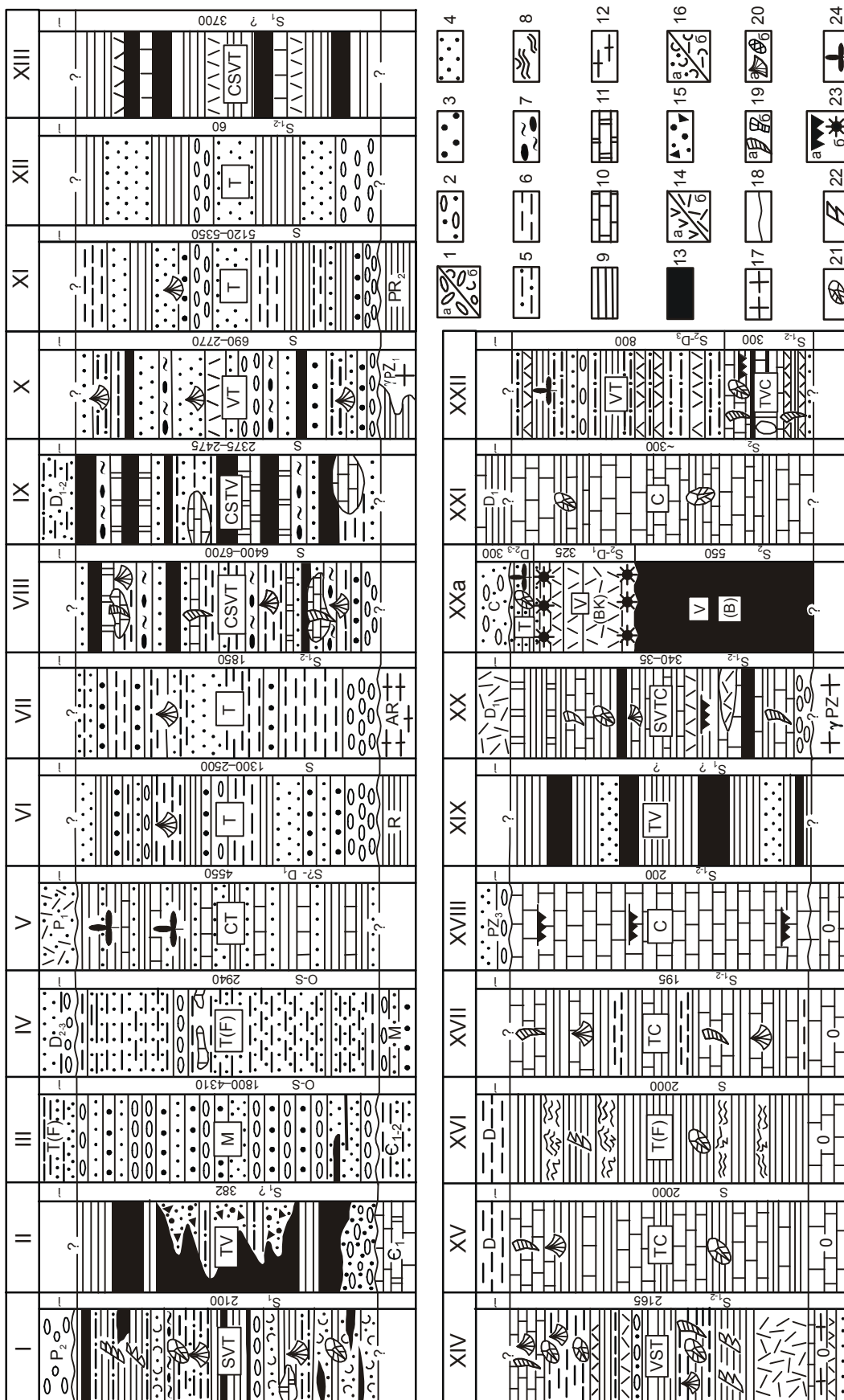


Рис. 3. Формационная схема силурийских и близких к ним по возрасту отложений Японморского региона и сопредельных территорий.

Значительным литологическим сходством с  $S_1$  кремнисто-вулканогенно-терригенной формацией Приморья обладает выступающая на подводных возвышенностях Япономорской впадины терригенно-вулканогенная ассоциация с преимущественно океаническими толеитами [21]. Она включает также аркозовые и кварцевые обломочные породы, что указывает на ее связь с внутриконтинентальными рифтогенными структурами, в которых произошел разрыв сиалической коры.

В Японии [54]  $S$  отложения представляют кремнисто-вулканогенно-терригенно-карбонатную группу формаций (с метариолитовой ассоциацией), которая образовалась на начальной стадии развития внутриконтинентального рифта. Об этом свидетельствует сочетание мелководных (шельфовых) известняков и глубоководных (субокеанических?) радиоляритов, а также зеленокаменных кислых вулканитов и шальштейнов [58]. Корневую зону риолитовых покровов, по-видимому, представляют интрузивы гранитоидов с силурийскими изотопными датировками (412–430 млн лет; Rb-Sr). Кремнисто-вулканогенно-терригенно-карбонатная группа формаций Японии несет определенные черты сходства с одновозрастными толщами Кореи (обилие известняков с бентосной фауной), Северо-Восточного Китая (парагенез кислых вулканитов и мелководных известняков) и Приморья (наличие небольших объемов красноцветных кремнистых пород, андезитов и шальштейнов). Это указывает на то, что они накапливались в расчлененном эпиконтинентальном бассейне, отдельные участки которого обладали различной тектонической и магматической активностью.  $S$  породы Японии зачастую находятся в аллохтонном залегании в

MZ микститовых толщах, в частности, в тектоническом поясе Титибу [5, 46].

### Девонские формации

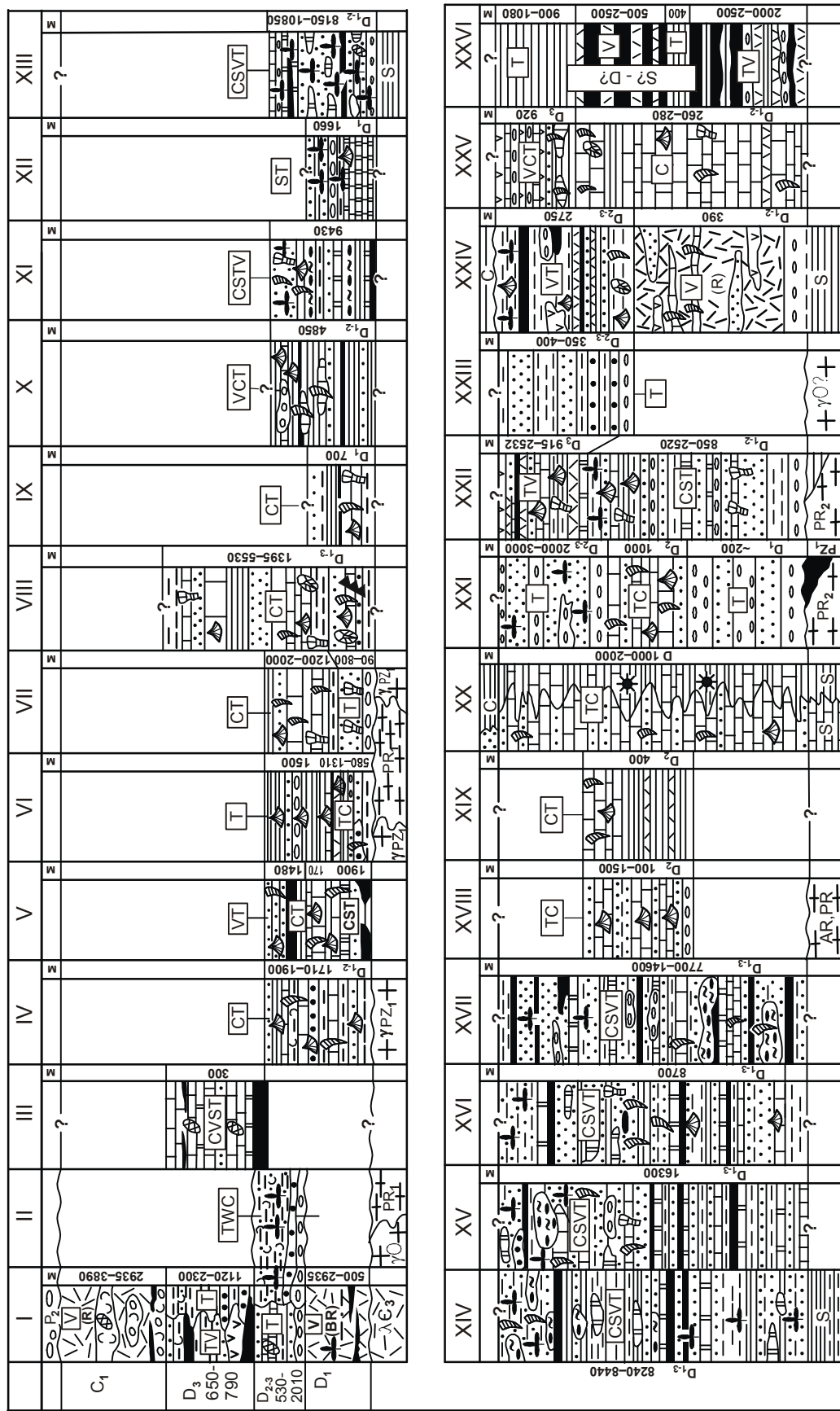
D формации накапливались практически в тех же бассейнах, что и  $S$  отложения (рис. 1–4). В Приморье они входят в платформенный чехольный комплекс ( $D_{2-3}$  терригенная слабоугленосная) или выполняют структуры активизации типа дива [13, 53] в пределах дорифейского Ханкайского массива ( $D_1$  базальт-риолитовая,  $D_{2-3}$  терригенная пестроцветная и  $D_3$  вулканогенно-терригенная, включающая шошонит-латитовую ассоциацию). С D накоплениями тесно связана локально распространенная  $S_1$  риолитовая формация. Среди образований структур активизации выделяются также экстрезивные, субвулканические и плутонические фации:  $D_1$  дацит-риолитовая, гранитовая и габбро-сиенитовая,  $D_3$  диабазовая,  $S_1$  дацит-риолитовая и габбро-сиенит-трахириолитовая [13, 20]. Девонские формации, близкие по типу к развитым в чехле Ханкайского массива, а также карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенные ассоциации исключительно большой мощности, в которых сочетаются гетерогенные образования с морской фауной и наземной флорой, распространены в северном обрамлении Буреинского массива и в Монголо-Охотской покровно-складчатой системе [38, 39, 44].

В Северо-Восточном Китае в пределах массива Бурей-Цзямусы и Туманган-Лаоэлин-Гродековской зоны известны локальные ареалы развития D толщ, которые рассматриваются китайскими геологами [57] как геосинклинальные отложения, а на наш взгляд, представляют собой образования наложенных впадин (карбонатно-терригенная и риолитовая формации) [23].

---

I – Туманган-Лаоэлин-Гродековская покровно-складчатая зона, II–V – Ханкайский массив (II–IV – Южно-Синегорская впадина; районы: II – Малоключевской, III, IV – Тихорецкий (Телянзинский), V – Кабаргинский (Тамгинский) прогиб; VI–IX – Монголо-Охотская покровно-складчатая система: (VI – Верхне-Амурская зона, VII–IX – Удско-Шантарская зона; районы: VII – Баладекский, VIII – Галамский, IX – Тыльский); X–XII – Буреинский массив (районы: X – Гарь-Мамынский и Норский, XI – Чагоянский, XII – Сухотинский); XIII – Дахэжэньский массив; XIV – Цилиньская и Хэйлунцзянская покровно-складчатые зоны; XV–XVI – параплатформа Янцзы; блоки: XV – Юннань, XVI – Янцзы; XVII – Сино-Корейская параплатформа (Пхеннамский прогиб); XVIII–XXI – континентальные блоки Япономорского региона, предположительно относящиеся к параплатформе Янцзы: XVIII – Самчхокский (с одноименным прогибом), XIX – подводные возвышенности Алпатова, Витязя и Ямато; XX–XX a – Южный Китаками – Абукума (районы: XX – Офунато, XX a – Камаиши), XXI – Хида; XXII – покровно-складчатая зона Титибу.

1 – конгломераты, конгломератобрекчии (а), туфоконгломераты (б); 2 – конгломеративные песчаники; 3 – гравелиты, гравелистые песчаники; 4 – песчаники, кварциты; 5 – алевропесчаники; 6 – алевролиты; 7 – седиментационные брекчии (олистостромы); 8 – турбидиты; 9 – сланцы, аргиллиты; 10 – известняки, доломиты; 11 – кремни, яшмы; 12 – кристаллические сланцы, гнейсы; 13 – основные вулканиты, зеленокаменные породы; 14 – вулканиты среднего (а) и кислого (б) состава; 15 – псефитовые и агломератовые ксенотуфы смешанного состава; 16 – туфопесчаники (а), туфоалевролиты и туффиты (б); 17 – граниты; 18 – несогласное залегание пород; 19–24 – органические остатки: 19 – кораллы (а) и морские лилии (б), 20 – брахиоподы (а) и фораминиферы (б), 21 – трилобиты, 22 – граптолиты, 23 – конодонты (а) и радиолярии (б), 24 – флора.



**Рис. 4.** Формационная схема девонских и близких к ним по возрасту отложений Японморского региона и сопредельных территорий.

I–II – Ханкайский массив (I – Южно-Синегорская впадина, II – Артемовский район); III – Сихотэ-Алинская покровно-складчатая зона (район Фудингов Камень); IV–VII – Буреинский массив; зоны: Норско-Сухотинская с районами Гарь-Мамыньским (IV) и Сухотинским (V), VI – Нимано-Мельгинская, VII – Урмийская; VIII–XVII – Монголо-Охотская покровно-складчатая система; зоны: VIII – Верхне-Амурская, IX – Ниланская, X – Долбырь-Гунгалинская, XI – Ланская, XII–XVII – Удско-Шантарская с районами Баладеским (XII), Галамским (XIII), Тыльским (XIV), Шантарским (XV), Тугурским (XVI, XVII); XVIII – Кэнтэйский массив; XIX – Туманган-Лаозлин-Гродековская покровно-складчатая зона; XX, XXI – параллельная Янцзы с блоками Янцзы (XX) и Хуанань (XXI); XXII – Сино-Корейская параллельная покровно-складчатая зона Иджинган; XXIII–XXV – континентальные блоки Японморского региона, предположительно относящиеся к параллельной Янцзы: XXIII – Восточно-Корейская возвышенность, XXIV – Южный Китаками – Абукума, XXV – Хида; XXVI – покровно-складчатая зона Самбагава. Условные обозначения см. на рис. 3.

На Корейском полуострове D накопления развиты в южном обрамлении Наннимского кристаллического массива [10, 47]: в Имджинганской гетерогенной покровно-складчатой зоне выделены [23] морские  $D_{1-2}$  карбонатно-кремнисто-терригенная и  $D_3$  вулканогенно-терригенная (со спилит-кератофировой ассоциацией) формации, которые имеют определенное сходство с толщами, выполняющими Тамгинский (Кабаргинский) прогиб и Южно-Синегорскую дива-впадину Приморья [15]. Однако накопились они в более тектонически активной структуре (типа глубоко раскрытого внутриконтинентального рифта).

В Япономорской впадине на Восточно-Корейской подводной возвышенности распространена терригенная толща, залегающая на ордовикских? гранитоидах [21], которая по литологическому составу может быть четко сопоставлена с  $D_{2-3}$  терригенной пестроцветной формацией Южно-Синегорской дива-впадины.

На Японских островах [54] автором выделены преимущественно морские (и субокеанические?) формации:  $S_2$ - $D_1$  риолитовая,  $D_1$  метариолитовая (кератофировая),  $D_{1-2}$  карбонатная,  $D_{2-3}$  вулканогенно-терригенная и терригенная,  $D_3$  вулканогенно-карбонатно-терригенная. В целом, этот формационный ряд близок к таковому в Имджинганской зоне Кореи. От D образований Приморья “японские” отличаются наличием значительно больших объемов известняков и меньших – вулканитов. В то же время, находки в них, помимо обильной бентосной и глубоководной фауны [58], наземных флор [54] свидетельствует о том, что рассматриваемые формации накапливались как в морских (океанических?) бассейнах, так и в континентальных условиях. Поэтому, в принципе, можно сравнивать тектонические позиции формаций названных регионов, которые отвечают образованиям структур активизации и платформенному чехлу.

Следует также отметить большое сходство  $D_1$  и  $D_3$  вулканогенных и терригенно-вулканогенных толщ Южно-Синегорской впадины, зоны Имджинган и микроконтинента Южный Китаками–Абукума Японии [5, 54]. Только в двух последних случаях при излиянии лав произошло более глубокое проникновение магмоконтролирующих расколов в мантийную зону и более масштабное прогибание дна бассейнов седиментации. Вулканогенные ассоциации занимают различное положение в D разрезах: в Южно-Синегорской дива-впадине это –  $D_1$  риолитовая,  $D_3$  базальтовая (шошонит-латитовая), в зоне Имджинган –  $D_3$  спилит-кератофировая, в блоке Южный Китаками–Абукума –  $S_2$ - $D_1$  риолитовая,  $D_1$  метариолитовая,  $D_{2-3}$  и  $D_3$  андезибазальтовая и, наконец, в Норско-Сухо-

тинской зоне –  $D_{1-2}$  базальтовая. Проявление кислого вулканизма, по-видимому завершающего S магматизм, отражает сводо- и куполообразование, а среднего-основного – рифтогенез (депресссионный этап).

#### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ

$PZ_2$  формации Япономорского региона часто являются рудоносными и потенциально рудоносными и в металлогеническом отношении представляют конвергентный и дивергентный классы [9]. К первому относятся коллизионные образования вулканических поясов андийского типа (Западно-Сихотэ-Алинский), а ко второму – накопления в осевых зонах глубоко раскрытых раздвиговых структур.

Минерализация конвергентного типа размещена в терригенно-вулканогенных и вулканогенных группах. Она представлена осадочно-метаморфогенными и гидротермально-метасоматическими месторождениями и рудопроявлениями U, Th, Mo, Cu, Pb, Zn и др. [13, 25]. Главная рудоносная структура региона, с которой связаны эти проявления, – Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс с Южно-Синегорской полигенной вулканотектонической депрессией. В последней размещены районы: Синегорский урановорудный и Вознесенский с промышленной комплексной и разновозрастной ( $^a$ - $C_1$ ) оловянной, полиметаллической, редкометалльной и флюоритовой минерализацией.

Южно-Синегорская дива-впадина является вулканогенно-рудным центром [13]: в ней локализованы 2 непромышленных месторождения, 20 рудопроявлений и 29 проявлений U; за ее пределами  $PZ_2$  формации, представляющие образования чехла Ханкайского массива, нерудоносны. Ураноносными и потенциально ураноносными формациями Южного Синегорья являются O-S молассоидная и терригенная пестроцветная,  $D_1$  базальт-риолитовая,  $D_{2-3}$  терригенная пестроцветная,  $D_3$  вулканогенно-терригенная,  $C_1$  риолитовая и габбро-сиенит-трахириолитовая [13]. Как указывают М. В. Горошко и В. А. Шередко (1979 г.), для Синегорского урановорудного района характерно неоднородное распределение рудогенных элементов и сочетание: 1) осадочно-метаморфогенной минерализации, развитой, главным образом, в  $PZ_{1-2}$  терригенных толщах, и 2) гидротермально-метасоматических рудопроявлений, связанных с D- $C_1$  магматитами, специализированными на U. Для Южного Синегорья характерен также необычный тип эволюции магматических очагов, когда наблюдается: 1) субщелочной уклон химизма средних-основных членов генетических рядов пород, при повышенных концентрациях

калия в составе щелочей и пониженных содержаниях полевошпатовой извести; 2) высокие значения суммы щелочей (79 %) и преобладание К над Na и Fe над Mg в кислых магматитах. При этом наблюдается общая тенденция увеличения содержаний U в направлении от ранних к поздним фазам D-C<sub>1</sub> магматической серии – от 6,3 г/т до 12,4 г/т.

По данным А.С. Бражникова, Ван-Ван-Е, М.В. Горошко, Л.А. Изосова, Е.А. Кириллова, В.Т. Лукаша, Н.К. Чеканцева и других многочисленных исследователей, здесь выделяются два типа рудных формаций: I. U-Mo, локализованная в PZ<sub>1-2</sub> терригенных и терригенно-вулканогенных толщах, а также в D жерловых и субвулканических образованиях. II. U-Th, связанная с альбитизированными C<sub>1</sub> субвулканическими гранитоидами. Наибольший практический интерес представляет U-Mo формация, главными рудными минералами которой являются настуран, уранинит, урановые черни, отенит, уранофан, молибденит, пирротин, халькопирит, галенит и арсенопирит.

В результате определения возраста U руд изотопным методом (М.В. Горошко, В.А. Шередуко, 1979 г.) установлено, что он колеблется от 136 до 170 млн лет. U-Pb изохрона дает значения возраста руд – 320–465 млн лет (ордовик – карбон). В статистической выборке из 148 проб с 11 рудопроявлений модальные значения возраста U минерализации составляют 320–470 млн лет. Как видим, наблюдается весьма хорошая сходимость результатов изотопных исследований с геологическими данными.

Многообразие форм нахождения U и других проявлений и их геохимические особенности также подчеркивают сложность и многостадийность рудного процесса. В одних случаях рудообразование было сингенетичным осадконакоплением, а в других – вулканизму. В процессе накопления PZ<sub>2</sub> формаций происходила многократная мобилизация и многоступенчатая концентрация рудных элементов, связанная с активной тектоно-магматической деятельностью. Таким образом, в целом, урановорудный процесс в Южном Синегорье носит полигенный (экзогенно-эндогенный) характер, и PZ<sub>2</sub> формации в этом процессе играют как пассивную (рудовмещающую), так и активную (рудогенерирующую) роли [13]. Известные в Южно-Синегорской депрессии U месторождения являются многосульфидными и относятся к сульфидно-настурановому типу. Там также отмечаются многочисленные медные и полиметаллические рудопроявления, иногда несущие черты стратиформности, приуроченные к терригенным с повышенной углеродистостью породам, к жерловым и субинтрузивным фациям вулка-

нитов, также связанные с коллизионным этапом развития Западно-Сихотэ-Алинского пояса [2, 13].

Продуктами дивергентного (рифтогенного) этапа развития Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса являются коренные проявления алмазов S<sub>1</sub>? кимберлитовидной формации и неясного генезиса, а также золото-платиновые россыпи с алмазами, вероятно связанные с S<sub>1</sub> гипербазами [25, 41, 52]. К типу дивергентных также относятся промышленные медноколчеданные тела типа Бесси, залегающие в метаморфической серии Самбагава Японии [7], которые, скорее всего, представляют собой разрушенные в процессе MZ<sub>3</sub> тектогенеза мощные и протяженные PZ<sub>2</sub> стратиформные залежи океанического генезиса. На это указывают сравнительно небольшие размеры и фрагментарность локализации медноколчеданных месторождений. В современной позиции они в виде аллохтонов залегают в своеобразных рудоносных MZ<sub>3</sub> олистостромах [5, 14, 19, 46]. Таким образом, серия Самбагава имеет хаотическую структуру и может быть рассмотрена как объект для поисков раздробленных и переотложенных колчеданных руд. Такие структуры были выявлены в Рудном Алтае, где некоторые пластообразные колчеданные рудные тела являются типичными олистостромами [40]. В данном случае колчеданные залежи могут представлять собой остатки PZ<sub>2</sub> [7] сульфидных построек холмообразной и конической формы, сформировавшихся в зонах палеоразломов и рифтов [2], подобные выявленным в Мировом океане. Возможно, мы сталкиваемся с гетерогенными и гетерохронными колчеданными рудами: в PZ<sub>2</sub> они, вероятно, накапливались в осевых частях COX, а затем в результате спрединга в зонах субдукции и/или коллизии в позднем мезозое были раздроблены и переотложены. При этом происходила мобилизация рудогенных элементов и формирование новых рудных тел, в том числе и MZ<sub>3</sub>.

Колчеданные проявления и выходы Fe-Mn осадочных руд, известные в Западном и Восточном крыльях Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория [2, 17, 19, 29, 49], по тектонической позиции, на взгляд автора, сходны с орудением серии Самбагава. В Западном крыле (Себучарской офиолитовой зоне, по Л.М. Колмаку, 1974 г.) колчеданное орудование связано с базальт-андезит-риолитовой серией преимущественно Na линии (Л.А. Изосов и др., 1987 г.) [19]. Возраст этих образований ни в одном случае не установлен, а присутствие в пределах зоны D<sub>3</sub> карбонатно-кремнисто-вулканогенных ассоциаций океанического происхождения [49, 50] не исключает вероятности того, что колчеданные руды локализовались в связи с развитием PZ<sub>2</sub> вулканизма. Какая-то часть рассматриваемых рудных тел, залегающих в J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub> микститах,

может являться реликтами крупномасштабных  $PZ_2$  ( $D_3$ ) стратиформных колчеданных залежей.

В Восточном крыле, для которого типична чешуйчато-покровная тектоника, выделяются аллохтонные тела, сложенные  $D_3$  рифогенными известняками, пластующимися с океаническими базальтами и кремнями. В последних встречаются прослои Fe-Mn руд, которые по геохимическим характеристикам отвечают Fe-Mn конкрециям и металлоносным осадкам океанов и, вероятно, имеют  $D_3$  возраст. По мнению автора, оправданна высокая оценка перспектив щелочно-базальтовых комплексов (палеогайотов) этого района на медноколчеданное оруденение гавайского типа, данная А.И.Ханчуком с соавторами [49].

Стратиформные колчеданные рудопроявления, а также шеелит-колчеданные промышленные месторождения Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы, залегающие в олистостромах (Л. А. Изосов и др., 1979 г.) [14, 19], могут быть связаны с развитием  $PZ_2$  и/или  $MZ_3$  вулканизма в океанических рифтах. Точных возрастных данных на этот счет пока не имеется.  $J_3$ - $K_1$  возраст матрикса доказан палеонтологически [14 и др.], однако в Лермонтовском вольфрамоворудном узле в  $MZ_3$  микститовом комплексе обнаружен олистолит известняков с  $D_3$  фораминиферами [12]. Скорее всего, наиболее интенсивно колчеданное рудообразование происходило здесь в  $PZ_2$ , если учитывать глобальный характер рифтогенеза, проявленного в это время на Востоке Азии. Возможно, источником колчеданного и промышленного шеелит-колчеданного оруденения Центрального Сихотэ-Алиния, считающегося, в основном,  $J_3$ - $K_1$  [14, 19], являются и  $PZ_2$  металлоносные океанические породы. Колчеданные месторождения – как своеобразные рудоносные олистостромы – могли сформироваться за счет разрушения как  $PZ_2$ , так и  $MZ$  сульфидных построек и металлоносных пород с последующей мобилизацией и переотложением рудогенных элементов, в связи с развитием  $J_3$ - $K_1$  конседиментационных надвигов и интрузиями  $K_1$  вольфрамоносных гранитоидов хунгарийского типа [14]. Таким образом, проблема расчленения кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенных  $PZ_2$  и  $J_3$ - $K_1$  формаций, поставленная автором, приобретает в данном случае главенствующее значение.

Итак,  $PZ_2$  рудогенез имеет весьма сложный характер, обусловленный латеральной и временной неравномерностью процесса. Отсюда – пестрая металлогеническая зональность, наблюдаемая в  $PZ_2$  структурно-формационных зонах.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

$PZ_2$  формации Япономорской зоны образуют следующие группы: 1) терригенную (иногда слабоугленосную), 2) карбонатно-терригенную, 3) терригенно-вулканогенную и 4) карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенную. Первая группа накопилась в субэральных или мелководных морских (лагунных) условиях и слагает осадочный чехол докембрийских платформ и остаточных массивов. Вторая образовалась на “плечах” рифтогенных структур в пределах шельфовых областей пассивных континентальных окраин (преимущественно карбонатные ассоциации) и выполняет, как правило, амагматичные прогибы (карбонатно-терригенные ассоциации). Третья участвует в строении краевых вулканических поясов, включающих крупные вулканотектонические депрессии. И наконец, четвертая группа представляет собой глубоководные морские и океанические накопления осевых частей глубоко и широко раскрытых раздвиговых зон. По существу, две последние группы генетически близки между собой, однако в прогибах, которые выполняют терригенно-вулканогенные формации, сиалическая кора или растянута, или незначительно разорвана, а в мощных раздвиговых зонах она практически уничтожена.

Формации чехла платформ и остаточных массивов залегают близгоризонтально и лишь в разломных зонах смяты в складки. Однако нередко платформенный чехол бывает сорван с кристаллического основания и в связи с этим приобретает чешуйчато-надвиговую структуру, свойственную образованиям подвижных поясов [30, 42, 47]. В  $PZ_2$  структурах, наложенных на докембрийские блоки, широко распространены брахиформные складки, депрессии кальдерного типа и куполовидные поднятия [13, 25]. В узких внутриконтинентальных рифтогенных зонах  $PZ_2$  формации смяты в дисгармоничные складки и образуют тесно с ними связанные чешуйчато-надвиговые структуры, в которых часто тектонически совмещены накопления, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Как правило, это зоны длительного развития; их окончательное оформление происходило в  $MZ_3$ , а иногда и в  $KZ$  [16, 29, 30]. И крайним случаем является нахождение  $PZ_2$  пород в виде аллохтонов (глыб, чешуй, олистоплаков) в  $MZ_3$  микститах [28, 32, 33, 49, 50].

Существуют твердые доказательства существования на востоке Азии и Австралии  $PZ_2$  океанических образований: примитивных толеитовых базальтов, радиоляритов и т. п. [48, 49, 50 и др.], фиксирующих положение глубоко раскрытых рифтогенных зон



и зачастую обнаруживающихся в  $MZ_3$  олистостромах. В результате интенсивных индосинийских, яньшаньских и гималайских движений [5, 10, 16, 30, 57]  $PZ_2$  океаническая кора была переработана, во многих случаях уничтожена, а также перемещена на значительные расстояния. Нередко ее фрагменты трудно отличимы от сходных по формационному типу  $MZ$  карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенных ассоциаций.

$PZ_2$  этап развития Япономорского региона отличается весьма высокой тектонической активностью, выразившейся в развитии интенсивного рифтогенеза, который привел к деструкции раннедокембрийского платформенного основания Китайской платформы [15, 21, 42]. Аналогичные процессы происходили в  $PZ_2$  на северо-востоке России и на востоке Австралии [27, 48], что указывает на планетарный характер этого явления. Распад раннедокембрийского “панциря” [42], обрамляющего Палеотихий океан, начался, возможно, уже в позднем докембрии (или в  $^a$ -О) и фиксируется проявлениями базитового, риолитового и гранитоидного субщелочного с повышенной калиевостью магматизма [13, 28, 29, 48 и др.]. В свете приведенных данных мы должны признать Тихий океан достаточно древней структурой – по крайней мере, допалеозойской [3, 35, 42, 48]. Япономорская переходная зона представляет собой часть активной Западно-Тихоокеанской континентальной окраины:  $PZ_2$  формации четко прослеживаются вдоль нее от Чукотки до острова Тасмания [3, 8, 9, 24, 27, 48].

В результате развития мощных деструкционных процессов в  $PZ_2$  сформировались системы ослабленных и раздвиговых зон. Они образуют непрерывный генетический ряд: внутриконтинентальные амагматичные прогибы и грабены – окраинно-континентальные вулканогены – межконтинентальные (океанические) рифты. При этом последние могли закладываться в  $PZ_1$  и даже в докембрии вдоль глубинных разломов широтного и северо-восточного простирания. К ним относятся длительно развивавшиеся полициклические структуры, разделяющие крупные платформенные блоки – Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская, Цилинь-Хэйлунцзянская, Имджинганская, Восточно-Австралийская и другие [23–25, 38, 39, 44, 47, 50, 56].

В течение  $PZ_2$  седиментационные бассейны Западного континентального обрамления Тихого океана имели тесные связи, хотя отмечаются и случаи их изолированности [11]. Палеобиогеографическая зональность в  $PZ_2$  зачастую совпадает с тектонической,  $PZ_{1,2}$  субтропическая и тропическая биота [34] и красноцветные отложения [1] присутствуют во мно-

гих местах Северо-Восточного, Монголо-Охотского и Япономорского регионов. Поэтому не исключается “гондванское” происхождение ряда крупных плит и континентальных блоков [4, 9, 55, 56, 59, и др.].

Если брать в целом фанерозойскую историю развития Западного континентального обрамления Тихого океана, то для ее понимания, по мнению автора, следует учитывать парадигму тектонической слоистости литосферы [35–37, 45]. Обстановки, благоприятные для крупномасштабного растяжения-сжатия и, как следствие, для проявления рифтогенных и коллизионных процессов, в которые вовлекаются коровые и мантийные тектонические массы, вероятнее всего могут быть обусловлены поворотом тектоносфер относительно друг друга. Этим и объясняется широкое развитие в регионе тектонических покровов, мощных хаотических комплексов, формаций и структур, сформировавшихся в самых различных геодинамических обстановках.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в Япономорской зоне перехода континент – океан в  $PZ_2$  активно проявился рифтогенез, имевший планетарный масштаб, формировались окраинно-континентальные вулканические пояса, дива-структуры и амагматичные платформенные прогибы. В результате процессов тектоно-магматической активизации были локализованы многочисленные месторождения и рудопроявления U, Th, Pb, Zn, колчеданных руд и др. конвергентного и дивергентного типов. Известные в регионе единичные находки коренных и россыпных алмазов, вероятно, связаны с  $S_1$  гипербазитами, в том числе и кимберлитовидного типа.

В настоящей работе автор поддержал представления исследователей, придерживающихся “концепции древности и первичности океанской плиты внутренних частей Тихоокеанского бассейна” [42; с. 146]. Кроме того, в ней придается большое значение процессам тектонической активизации, приведшим к распаду древнего платформенного панциря Тихого океана, многократной переработке консолидированных структур, мобилизации и переотложению рудогенных элементов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Анагольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
2. Бедокуров Е.И., Изосов Л.А. Перспективы колчеданности вулканогенных зон (Приморье) // Тез. докл. совещ. “Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах. Хабаровск, 1988. Ч. I. С. 46–48.

3. Богданов Н.А. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца // Геотектоника. 1966. № 2. С. 43–56.
4. Бретштейн Ю.С., Гуарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 41–63.
5. Ваquita К. Донеогеновая тектоническая структура Японских островов // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1992. Ч. 1. С. 18–31.
6. Васильковский Н.П. Палеогеология Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1984. 175 с.
7. Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. 254 с.
8. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
9. Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. 206 с.
10. Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг на иностр. яз., 1993. 663 с.
11. Геология Северо-Восточной Азии. Т. II. Стратиграфия и палеонтология. Л.: Недра, 1972. 527 с.
12. Изосов Л.А. Морской девон Приморья // Изв. АН СССР. 1978. № 4. С. 82–86.
13. Изосов Л.А. Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Синегорья (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 33 с.
14. Изосов Л.А., Василенко Н.Г., Мельников Н.Г., Петрищевский А.М. Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 1988. № 3. С. 76–87.
15. Изосов Л.А., Кандауров А.Т., Бажанов В.А. и др. Силурийские отложения Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 75–82.
16. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.
17. Изосов Л.А., Бедокуров Е.И., Федчин И.Ф. Колчеданосные зоны Япономорского региона // Тез. III Сов.-Кит. симпоз. "Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окраинных морей Тихого океана". Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 219–220.
18. Изосов Л.А., Мишкина И.В., Павличенко Н.М. и др. О медной минерализации Малоключевской рифтовой зоны Приморья // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 105–109.
19. Изосов Л.А., Левашев Г.Б., Бедокуров Е.И. и др. Рудоносная мезозойская олистостромовая формация Сихотэ-Алиня и ее тектоническая позиция в Япономорском регионе: Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 55 с.
20. Изосов Л.А. Формации силура, девона и карбона Приморского края // Сов. геология. 1992. № 3. С. 35–45.
21. Изосов Л.А., Леликов Е.П. Средний палеозой Япономорского региона // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск, 1992. Ч. 1. С. 62–67.
22. Изосов Л.А., Маляренко Л.И. Петрохимические особенности девонских формаций Приморья // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 1. № 1. С. 95–110.
23. Изосов Л.А., Лю Зин Му, Син Ен У, Никитина А.П. Девонские формации и тектоника Сино-Корейской параплатформы и Ханкайского массива: Препр. Владивосток, 1995. 63 с.
24. Изосов Л.А. Среднепалеозойская активная континентальная окраина на Востоке Азии и Австралии // Минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тез. Всерос. съезда геологов и научно-практ. конф. СПб., 2000. Кн. I. С. 106–107.
25. Изосов Л.А., Коновалов Ю., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазонасности зоны перехода континент-океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
26. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген: фрагмент планетарного Западно-Тихоокеанского вулканического пояса // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: Геос, 2001. Т. I. С. 264–267.
27. Колодезников И.И. Среднепалеозойский магматизм и рифтогенез Востока Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 1993. 34 с.
28. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989 б. 339 с.
29. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 53–61.
30. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы углефтегазонасности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80–87.
31. Милановский Е.Е. Рифтогенез и история Земли. М.: Недра, 1983. 278 с.
32. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
33. Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 81–89.
34. Попеко Л.И., Беляева Г.В., Натальин Б.А. и др. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика Юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 19–30.
35. Пушаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.
36. Пушаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–7.
37. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
38. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.) // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: Хабаровск. гос. горно-геол. предприятие. 1994. 124 с.
39. Роганов Г.В., Соболев Л.П., Мельник С.Я., Балданов Г.Б. Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн. Новосибирск: Наука, 1986. 167 с.
40. Ротараш И.А., Трубников Л.М. Олистостромы и полиметаллическое оруденение Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 4. С. 932–935.
41. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Курханская алмазонасная диатрема северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 46–59.

42. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
43. Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 163 с.
44. Турбин М.Т., Кириллова Г.Л., Анойкин В. И. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений западной части хребта Джагды // Геология и геофизика. 1973. № 3. С. 65–70.
45. Уткин В.П. Геодинамические условия синхронных проявлений конседиментационного базальтоидного вулканизма и базит-гипербазитового интрузивного магматизма // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 31–48.
46. Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112–124.
47. Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. 1991. № 6. С. 131–144.
48. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
49. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое: Препр. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР. 1988. 56 с.
50. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
51. Шатский Н.С. Фации и формации. Избр. тр. М.: Наука, 1965. Т. IV. С. 219–232.
52. Щека С.А., Вржосек А. А., Сапин В. И., Кирюхина Н.И. Преобразования минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минерал. журн. 1991. Т. 13, № 1. С. 31–40.
53. Chen Guoda. Some problems about diwa regions // Beijing: Science Press, 1989. P. 1–7.
54. Geology and mineral resources of Japan. Hisamoto, Kawasaki-shi, 1977. V. 1. 430 p.
55. Irving E. Fragmentation and assembly of continents, mid-Carboniferous to present // Geophys. Surv. 1983. V. 5. P. 299–333.
56. Klimets M.P. Speculations concerning the Mesozoic plate tectonic evolution Eastern China // Tectonics. 1983. V. 2, N 3. P. 139–166.
57. Regional Geology of Jilin province // Geological memoirs. Beijing, Geol. Publ. House, 1989. Ser. 1. N 10. P. 621–698.
58. Suzuki N., Takahashi D., Kawamura T. Late Silurian and Early Devonian Polycystine (Radiolaria) from the Middle Paleozoic deposits in the Kamaishi area, northeast Japan // Jour. Geol. Soc Japan, 1996. V. 102, N 9. P. 824–827.
59. Xu Jiawei, Tong Weixing, Zhu Grang e. a. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework of east Asia // Journ. of Southeast Asian Earth Sci. 1989. V. 3, N 1–4. P. 29–45.

Поступила в редакцию 1 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

*L. A. Izosov*

### **Middle Paleozoic evolution and metallogenic features of the Japan Sea continent-ocean transitional zone**

This paper offers for the first time correlation of Middle Paleozoic deposits conducted by the formational method at the V.I. Ilyichev Pacific Oceanology Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences (Vladivostok), for the Japan Sea Region. It is shown that riftogenic processes widely occurred within the study fragment of the East Asia continent-ocean transitional zone. The Middle Paleozoic formations accumulated in the sea and oceanic basins and fill rifts, diwa structures and amagmatic platform troughs. They are closely related in the lateral direction and form series of tectonic complexes, which are characterized by transitional types. The regionally essential problem of discrimination of monotypic Middle Paleozoic and Mesozoic “barren” (lacking fossils) siliceous-carbonate-volcanogenic-terrigenous formations, often distinguished by a chaotic structure, is discussed. The metallogenic features of the Middle Paleozoic formations of the Japan Sea region imply that in many cases these formations are ore-bearing and potentially ore-bearing (U, Th, Pb, Zn, stratiform pyrite ore, diamonds, etc.). The Middle Paleozoic formations are presumed to be the source of ore matter for the regionally known commercial pyrite stratiform deposits and ore occurrences, which are the ore-bearing olistostromes. The processes of formation of the Japan Sea transitional zone megastructure are considered basing on the paradigm of the lithosphere tectonic stratification.

**СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ  
КРИОЛИТОЗОНЕ ПРОЛИВА ДМИТРИЯ ЛАПТЕВА (ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ)**

*О.В. Дударев, А.И. Боцул, И.П. Семилетов, А.Н. Чаркин*

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток*

На основе результатов двухлетних литодинамических наблюдений исследуются процессы осадкообразования в криолитозоне пролива Дмитрия Лаптева в безледный период. Выявлена широтная циркумтерральная структура (параллельно береговой линии и изобатам) распределения взвеси в толще вод и донных осадков. Эта структура является отражением взаимодействия циркуляции вод и рельефа дна, определяющего локализацию участков эрозии, транзита, аккумуляции и формирование мелкомасштабных барьерных зон.

**Ключевые слова:** криолитозона, взвесь, донные осадки, циркуляция вод, рельеф дна, седиментация, Восточно-Сибирское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

Полярный литогенез является зональным типом осадкообразования и играет важную роль в развитии шельфа арктических морей, неоднократно подвергавшегося воздействию трансгрессий в позднечетвертичное время. В регрессивные ледниковые эпохи часть шельфа осушалась, и на его поверхности существовала низменная суша с криогенными условиями литогенеза. Промерзшие в такой обстановке толщи осадков затопливались в трансгрессивные эпохи, а при понижении уровня моря вновь осушались [2, 21, 29, 34, 35]. Подобным образом формировались реликтовые многолетнемерзлые и высокольдистые породы (ММП) криолитозоны, локализованные в пределах перегляциальных шельфов морей Северного Ледовитого океана [12, 20, 33, 45].

В удалении от эстуариев – приемных бассейнов твердой фазы речного стока – береговые ММП становятся главным источником терригенного осадочного материала, интенсивность подготовки и мобилизацию которого определяют ледовый и термический режимы. Ледовый режим контролирует динамическое состояние шельфов, регулирующих теплообменные процессы в системе "суша – море" [24]. У кромок льдов мелководных арктических бассейнов происходит трансформация волнения и усиление вдольбереговых потоков энергии [1, 7]. Протаивание на фоне положительных среднесуточных температур вызывает деформации и обрушение крупных блоков береговых ММП [9, 12, 36]. Вышеперечисленные процессы в

значительной мере раскрывают особенности механизма термоабразии, под воздействием которой в субаквальные условия ежегодно переходят десятки квадратных километров побережья [3, 4, 13, 18, 19, 33].

Как видно, прибрежная криолитозона является высокодинамичной природной системой и нуждается в постоянном мониторинге своего состояния. Важным критерием, позволяющим оценить развитие и изменение этой системы, может служить характер современного осадочного процесса. С этой целью на модельном полигоне в проливе Дмитрия Лаптева Восточно-Сибирского моря Арктическим региональным центром ТОИ ДВО РАН в рамках ФЦП "Мировой океан" был организован и осуществлен ряд береговых и морских наблюдений.

**МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Комплекс работ на 16 морских и 3 береговых станциях выполнен с борта гидрографических судов "Дунай" (12–15 сентября 1999 г.) и "Николай Коломейцев" (5–6 сентября 2000 г.) (рис. 1). Характеристика исследований приведена в таблице 1.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ  
КРИОЛИТОЗОНЫ**

**Геолого-морфологическое строение.** Пролив Дмитрия Лаптева расположен между островом Большой Ляховский (архипелаг Новосибирские острова) и заболоченной приморской низменностью континентального побережья. Протянувшиеся в широтном направлении и выровненные берега практически повсе-

Таблица 1. Виды и методы аналитических исследований.

Виды исследований	Методы пробоотбора и исследований	Литература
Пробоотбор донных осадков	Дночерпатель Van Veen	[16, 17]
Дискретный отбор и выделение взвеси	PVC-багометры Niskin; поликарбонатные фильтры NUCLEOPORE PC с диаметром пор 0,4 $\mu\text{M}$	[15]
Кумулятивный отбор взвеси	Малые седиментационные ловушки	[15]
Размерный состав донных осадков и взвеси	Лазерный дифракционный микроанализатор "Analysette 22"	[8]
T °C, S ‰	STD-измеритель	[42]
Определение концентрации хлорид-ионов	Аналитическая кондуктометрия	[25]

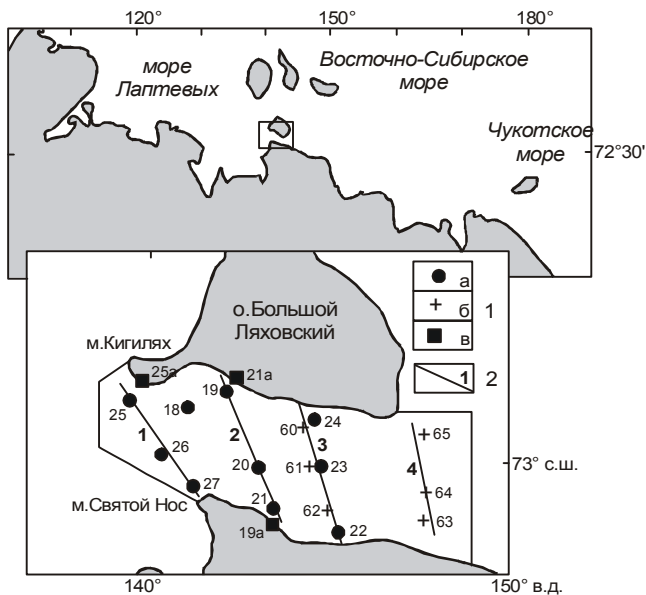


Рис. 1. Район исследований.

1 – станции: а – ГС "Дунай" (1999 г.); б – ГС "Николай Коломейцев" (2000 г.); в – береговые. 2 – линии разрезов и их номера.

местно сложены ММП, перекрывающимися во вдольбереговой полосе сезонномерзлыми осадками [9, 12, 33, 35, 39]. Исключение составляют выходы кристаллических пород в районе мысов Святой Нос и Кигилях (рис. 1).

В верхней части разреза термоабразионного уступа под 0,5 м слоем тундрово-глеевых и дерново-болотных почв с признаками заторфованности, а также в нескольких метрах от подошвы уступа обнажаются повторно-жильные льды. Пространство между жилами льда, доля которых достигает 50–70 % от объема ММП [33, 39], заполнено массивами алевроитов, суглинков, супесей, реже песков, с остатками мохово-травяной растительности и сухопутной ископаемой фауны.

Не останавливаясь на рассмотрении морфологии прибрежно-шельфовой зоны в достаточно полной мере, выделим основные ее элементы.

*Сгонные осушки* – выработанные при размыве и отступании побережья участки мелководья с предельно малыми уклонами, шириной от сотен метров до нескольких километров и глубинами менее 2 м.

*Склоны (островной и материковый)*, верхняя граница которых проходит по внешнему краю подводного вдольберегового вала на глубине примерно 2 м, а нижняя совпадает с максимальной границей размыва на глубине 10 м.

*Впадина пролива*, с тальвегом на глубине около 15 м, осложненная такими реликтами субэвразийского рельефа, как:

– *банка Святого Диомида*, с минимальной отметкой согласно современным навигационным картам – 7 м, (рис. 1, ст. 23, 61), ранее известная как остров, исчезнувший к 1830 г. [19, 37, 41];

– *термокарстовая озерная котловина (алас)* с глубинами до 20 м (ст. 27), затопленная в период трансгрессии и неполностью компенсированная к настоящему времени осадками [30, 38, 39, 46].

**Гидрофизические условия.** Во время исследований водная толща пролива представляла собою область интенсивного перемешивания и теплообмена в системе "атмосфера – вода – донные осадки". По этой причине наблюдалось однородное по значениям пространственное и вертикальное распределение температуры и солености. Температура колебалась от +2,29 до +3,63 °C с тенденцией уменьшения значений по мере приближения к вдольбереговому фронту холода. Максимальная соленость (20,9 ‰) отмечена на востоке пролива, минимальная (18,2 ‰) – на западе, в области влияния стока рек Лена и Яна, где расплавы текстуробразующих льдов увеличивают распределение на 1–1,5 ‰ [42].

Величины приливов и сезонных изменений уровня не превышают 0,5 м, что почти в 2 раза ниже обычной высоты сгонно-нагонных явлений. Вклад в общую дисперсию течений ветровой и стоковой составляющих – 70–90%, а 10–30% приходится на приливную компоненту [10]. Скорость распространения волн нагонов в периоды штормов достигает 300–400  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , а размах колебаний достигает 2–2,5 м [11,

28]. Как видно, сгонно-нагонные течения играют важную роль в литогенезе прибрежно-шельфовой зоны пролива.

#### ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ПО СТРУКТУРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКОВ

##### Взвешенный материал

Темпы и объемы мобилизации терригенного материала имеют четко выраженный максимум в безледный период, обусловленный арктическим режимом теплообменных и гидродинамических процессов.

**Осень 1999 г.** Циклоническая деятельность над Карским морем и антициклоническая над Восточно-Сибирским предопределила развитие слабого волнения при южных и юго-восточных ветрах. Сгон вод обнажил илистую осушку на несколько сотен метров от континентального побережья. На противоположном берегу шел нагон. Его поступательные волны абрадируют подножье термоабразионных уступов под углом, способствуя выработке ниш размыва (на момент наблюдений отмечены ниши высотой до 1,5 м, глубиной около 2 м) и вдольбереговому транспорту терригенного материала [1, 24]. Действительно, взве-

сенесущие потоки вод прослеживались на удалении 5–20 км от островного (из Восточно-Сибирского моря) и континентального побережья (из моря Лаптевых) (рис. 2, 3).

**Сгонные осушки.** Водная толща прибрежного мелководья, как наиболее динамически активная, отличалась максимальным насыщением (от 380 до 425 мг·л<sup>-1</sup>). Экспериментально показано, что для поддержания таких аномальных концентраций скорость потока должна приближаться к 100 см·с<sup>-1</sup>, что соответствует началу движения гальки размером до 3 см [47].

Содержание взвеси над осушками может быть значительно выше. На это косвенно указывает водонасыщенный слой поверхностных осадков – “жидкого ила”. Над ним обычно располагается маломощный, но обогащенный взвесью нефелоидный слой, в масштабе наших исследований не обнаруженный, поскольку придонный горизонт отбора взвеси располагался в 1 м от дна.

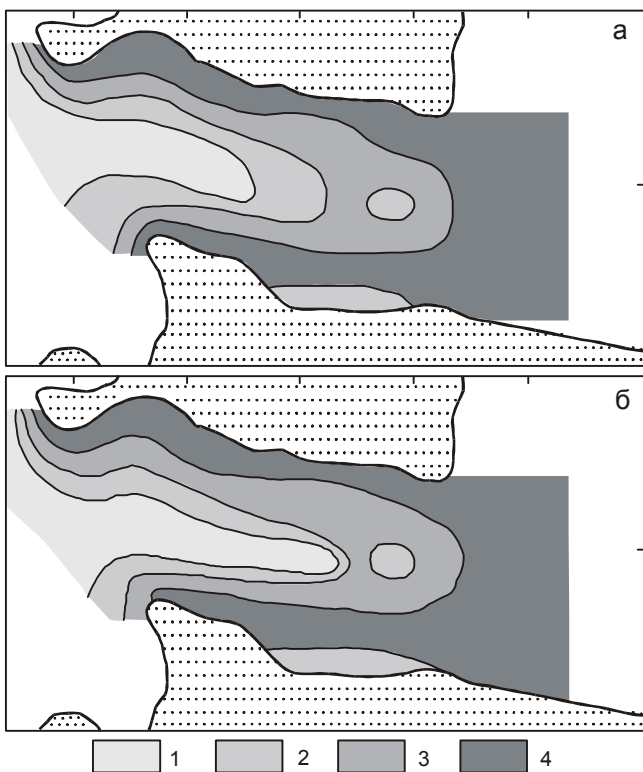
При одинаковом характере вертикального распределения взвеси над островным и континентальным мелководьем (равномерном по содержанию), наиболее высокие значения измерены в приостровных водах. Одной из причин данного обстоятельства может являться более сильное влияние приливной волны на островное побережье из-за отклоняющего действия силы тяжести в северном полушарии.

**Склоны.** Для оценки вида транспорта осадочного материала за пределы мелководья рассчитаны значения критерия Бича-Стернберга [43]:

$$P = w_s / ku_*$$

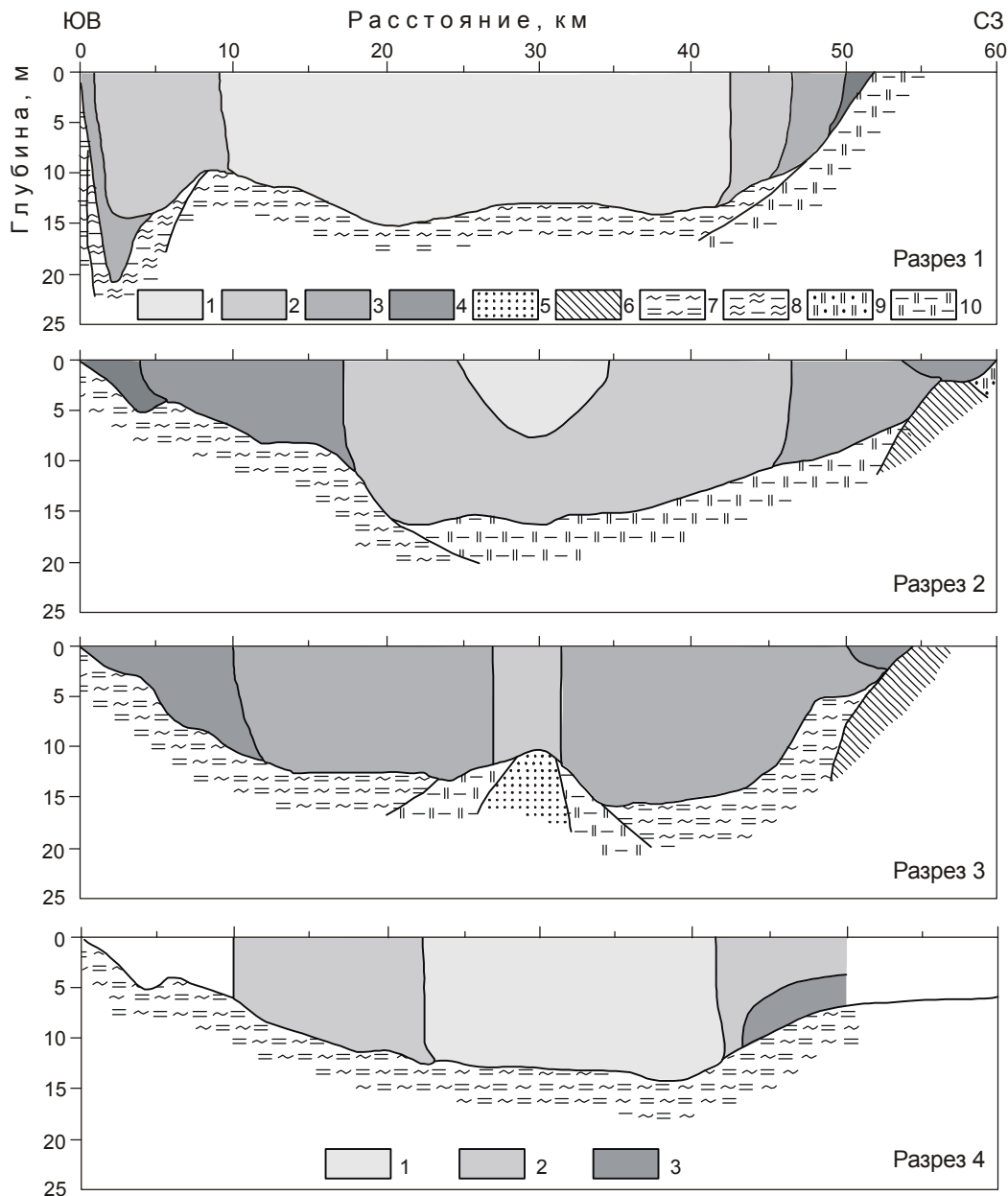
где  $w_s$  – гидравлическая крупность частиц,  $k$  – постоянная Кармана, равная 0,4,  $u_*$  – динамическая скорость потока. Задавались параметры частиц  $w_s=5,5$  см·с<sup>-1</sup> и реальные гидродинамические ситуации в безледный период  $u_* = 25, 50$  и  $100$  см·с<sup>-1</sup> [10, 27, 28]. Расчетные величины  $P$  не превышали 0,6, что указывает на преобладание переноса во взвеси, даже при значении  $w_s=5,5$  см·с<sup>-1</sup>. Смешанный вид транспорта (суспензия и донное влечение) происходит, когда  $u_* < 25$  см·с<sup>-1</sup> ( $0,8 < P < 2,5$ ). Значение  $P$  возрастает до 1,4, если  $u_* = 10$  см·с<sup>-1</sup>, что характерно для подледной обстановки.

По сравнению с мелководьем, среднее содержание взвеси в надсклоновых водах уменьшилось на порядок, но все-таки сохранилось еще достаточно высоким:  $19 \div 25$  мг·л<sup>-1</sup> (в среднем  $23$  мг·л<sup>-1</sup>) над континентальным склоном и  $15 \div 50$  мг·л<sup>-1</sup> ( $31$  мг·л<sup>-1</sup>) над островным. Известно, что короткопериодные волны мелководного бассейна, каким является пролив Дмитрия Лаптева [32], слабо подвержены реф-



**Рис. 2.** Содержание взвеси в поверхностном (а) и придонном (б) горизонтах, (мг·л<sup>-1</sup>).

1 – менее 5, 2 – 5–10, 3 – 10–20, 4 – более 20.



**Рис. 3.** Распределение взвеси и донных осадков на субмеридиональных разрезах.

1–4 – содержание взвеси (для разрезов 1–3 см. рис. 2; для разреза 4: 1 – менее 50, 2 – 50–100, 3 – более 100 мг·л<sup>-1</sup>). 5–10 – гранулометрические типы донных осадков: 5 – псаммит среднезернистый, 6 – алеврит мелкозернистый, 7 – алеврит пелитовый, 8 – пелит алевритовый, 9 – миктит псаммитовый, 10 – миктит алевритовый.

ракции. В таких условиях, с внешней стороны подводных валов над склонами могут образовываться сильные вдольбереговые течения [1, 7, 36], поддерживающие относительно устойчивое насыщение взвешенным материалом надсклоновых вод. Значения горизонтальных градиентов содержания взвеси между осушками и склонами колебались от 200 до 290 мг·л<sup>-1</sup>·км<sup>-1</sup>.

Из представленных данных можно сделать вывод о наличии на этом участке барьера, каковым является подводный береговой вал, определяющий формирование циркумтерральной структуры распределения взвеси. Гидравлически крупные частицы (более 0,1 мм диаметром), влияющие на содержание взвеси, практически полностью выводятся из переноса и мористее вала не транспортируются. Для сравнения, содержание этой размерной фракции во взвеси осушек составляло

30–35 %, также как и фракций 0,05–0,01 мм и менее 0,01 мм.

Вертикальный поток осадочного материала за пределами подводного вдольберегового вала достигал  $37 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$  (ст. 19). Такие высокие значения наблюдались нами в эстуарии тропической реки Меконг [15].

*Впадина.* Содержание взвеси изменялось от  $10 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  на периферии впадины до  $2 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  над тальвегом, и в среднем составляло  $6 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  (рис. 2, 3).

*Термокарстовая западина.* В отличие от однородного типа распределения взвеси над склонами и впадиной, здесь по содержанию взвеси выделены два горизонта:

– 0–15 м, с содержанием не более  $10 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ ;

– придонный нефелоид, где по сравнению с вышележащим горизонтом значения возрастают в несколько раз (рис. 3).

Подобное распределение взвеси обусловлено плотностной (соленостной) стратификацией над отрицательными формами донного рельефа и наблюдалось в эстуариях рек Амур, Анадырь и Раздольная [15–17, 44].

*Банка Святого Диомида.* Над вершиной содержание взвеси колебалось в пределах  $5\text{--}10 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ , тогда как в надсклоновых водах, из-за усиления эрозионных процессов, оно увеличилось в 2–3 раза, до  $14\text{--}20 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  (рис. 3). Возможной причиной обнаруженного неоднородного распределения взвеси может являться вихревая структура (циклоническая?), образующаяся при обтекании возвышенности водными потоками [40]. Увеличение содержания взвеси в результате размыва субаквальных многолетнемерзлых пород зафиксировано гидрооптическими измерениями и в районе банки Васильевская в юго-восточной части моря Лаптевых [14].

**Осень 2000 г.** Синоптические макропроцессы определялись активизацией циклонической деятельности в восточном секторе Арктики. Выход беринговоморского циклона на акваторию Восточно-Сибирского моря вызвал умеренные и сильные ветры северного, северо-восточного направления и вол-

нение 2–3 м. В отличие от предыдущей съемки, происходил нагон вод на материковое побережье.

Ремобилизация слабосвязных осадков осушек и склонов предопределила увеличение содержания взвеси в водной толще в 1,5–4 раза. Однако, как и в 1999 г., значения в поверхностных и придонных водах были сопоставимы. В зоне размыва диапазон величин варьировал от 59 до  $106 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  ( $73 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ ), ниже ее – от 26 до  $35 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  ( $31 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ ).

Таким образом, распределение взвеси в проливе Дмитрия Лаптева характеризуется преимущественно циркумтерральной пространственной структурой, становление и поддержание которой обязано одновременно влиянию следующих факторов:

– барьерной зоны на границе осушка–склон, где из переноса выводится до 90% осадочного материала (над впадиной оставшийся в транзите объем сокращается еще в 6 раз);

– квазистационарными (по крайней мере в безледный период) вдольбереговыми разнонаправленными потоками вод буро-коричневого цвета вдоль островного и континентального берега, захватывающими толщу надсклоновых вод от поверхности до дна. Они разделены расположенной над впадиной пролива фронтальной зоной, визуальнo прослеживающейся по зеленому цвету;

– отсутствием различий вертикального содержания взвеси, что связано с размытостью слоя сезонного пикноклина, а также, вероятно, несоответствием горизонта его залегания (12–15 м для данного района) преобладающим глубинам пролива;

– ресуспензией слабосвязных донных осадков в зоне размыва.

Вдольбереговой транспорт терригенного материала могут усиливать струйные градиентные течения. Фоном для их возникновения является денивилиация уровней в прилегающих морях Лаптева и Восточно-Сибирском под влиянием макросиноптических процессов. Ранее было показано, что в системе эстуария р. Амур–Японское и Охотское моря такие ветровые течения определяют насыщение, дальность и распространения взвесенесущего потока [16].

**Таблица 2. Характеристика литодинамических обстановок.**

Обстановки	Распространение	Типы осадков
Эрозионно-аккумулятивная	Сгонные осушки, склоны	Псаммит разнoзернистый, псаммит мелкозернистый, алевроит мелкозернистый, алевроит пелитовый, миктит псаммитовый, миктит алевроитовый
Аккумулятивно-эрозионная	Впадина пролива	Алевроит пелитовый, миктит алевроитовый
Аккумулятивная	Термокарстовая западина	Пелит алевроитовый
Эрозионная	Банка Святого Диомида	Псаммит среднезернистый, миктит псаммитовый



Таблица 3. Гранулометрические и статистические параметры донных отложений пролива.

Фракция и статистические параметры	Донные осадки												Отложения осухек		Отложения ледового комплекса побережий	
	Склон острова				Склон материкового побережья		Впадина пролива				Термокарстовая западина		Банка Святого Диемиды		Лобрежье острова	Лобрежье материка
	A <sub>2</sub> (n=1)	API (n=1)	MPs (n=1)	MA (n=1)	API (n=2)	API (n=2)	API (n=5)	MA (n=2)	PIA (n=1)	Ps <sub>2</sub> (n=1)	MPs (n=1)	A <sub>2</sub> (n=1)	API (n=1)	API (n=1)	A <sub>2</sub> (n=2)	
>0.1 мм (псаммит)	5.57	1.12	43.77	45.05	$\frac{6.82-8.11}{7.47}$	$\frac{0.00-16.39}{6.00}$	$\frac{14.29-36.24}{25.27}$	0.00	76.18	38.44	2.26	2.76	0.20	$\frac{0.00-0.50}{0.25}$		
0.1-0.01 мм (алеврит)	75.45	63.14	33.22	49.42	$\frac{58.92-60.34}{59.63}$	$\frac{53.13-63.44}{57.83}$	$\frac{37.67-45.53}{41.60}$	47.28	13.38	37.46	76.91	61.34	57.00	$\frac{77.50-94.20}{85.85}$		
<0.01 мм (пеллит)	18.98	35.74	23.01	5.53	$\frac{32.84-32.97}{32.91}$	$\frac{30.48-45.58}{36.18}$	$\frac{26.09-40.18}{33.14}$	52.72	10.44	24.10	20.83	35.90	42.80	$\frac{5.80-22.00}{13.90}$		
Hr	0.539	0.505	0.768	0.572	$\frac{0.587-0.613}{0.609}$	$\frac{0.480-0.684}{0.550}$	$\frac{0.687-0.705}{0.696}$	0.522	0.677	0.809	0.504	0.534	-	-		
x	5.563	6.443	4.473	3.765	$\frac{6.083-6.091}{6.087}$	$\frac{5.638-6.863}{6.298}$	$\frac{5.005-6.166}{5.586}$	7.079	2.905	4.465	5.772	6.406	-	-		
C	2.865	3.282	0.549	1.628	$\frac{1.303-2.234}{1.769}$	$\frac{-0.575-4.241}{1.934}$	$\frac{1.506-1.663}{1.585}$	4.123	0.506	-2.649	3.073	2.282	-	-		
Md	5.231	6.181	4.405	3.457	$\frac{5.818-5.967}{5.893}$	$\frac{5.629-6.533}{6.107}$	$\frac{4.875-6.054}{5.465}$	6.789	2.050	4.711	5.479	6.154	-	-		

Примечание. Типы осадков: Ps<sub>2</sub> – псаммит среднезернистый, A<sub>2</sub> – алеврит мелкозернистый, API – алеврит пелитовый, PIA – пелит алевроитовый, MPs – миктит псаммитовый, MA – миктит алевроитовый. Статистические параметры: Hr – нормированная энтропия, в долях единицы; x – среднеарифметическое, C – 1% квантиль и Md – медианный диаметр, в единицах φ. Гранулометрические параметры приведены в %.

При устойчивом льдообразовании, важным морфолитодинамическим фактором становятся "ледовые реки" – экстремальные нестационарные струйные течения у кромки припая или сплоченного дрейфующего льда, дрейфующие со скоростью до 200–300 см·с<sup>-1</sup> [6].

### Донные осадки

По сравнению с уже известными [22, 23], представленная схема более детально отражает закономерности пространственного распределения осадков. Выделены разнообразные по фракционной структуре, преимущественно плохо сортированные терригенные осадки, формирующиеся в различных литодинамических обстановках (табл. 2, 3).

*Сгонные осушки.* На относительно приглубой островной осушке у абразионного побережья м. Кигилях, где развиты процессы волновой абразии и морозного выветривания (ст. 25а), залегают наиболее грубые осадки с преобладанием псаммита разноразмерного. Осушка причленена к серии из 3-х штормовых валов, разрез отложений которых представлен чередованием горизонтов слабо сортированных разноразмерных псаммитов и прослоев сортированных крупнозернистых псаммитов. Последние обогащены темноцветными минералами, сепарация и накопление которых происходит в зоне заплеска волн. Верхний вал с скоплениями плавника на гребне фиксирует границу распространения максимальных нагонов.

Сортированный псаммит мелкозернистый распространен у термоабразионного побережья к востоку от мыса (ст. 19а).

Алеврит пелитовый вскрыт на континентальной осушке (ст. 25а), на поверхности которой при сгоне вод обнажаются продольные формы волновой ряби с большим количеством растительных остатков и раковинного детрита.

Лавинный сброс концентрированного обломочного потока с мелководья обеспечивают гравитационные и гидродинамические процессы. Даже при минимальных уклонах дна, он сопровождается эрозией и переформированием рельефа, достигающими наибольшей интенсивности в средней части склонов (глубины 5–7 м). Относительно крутым и узким участкам соответствуют осадки большей гидравлической крупности, такие как миктит псаммитовый (ст. 19) и миктит алевритовый (ст. 25). К более пологим и широким участкам приурочены водонасыщенные осадки – алеврит мелкозернистый с унимодальной размерной структурой и редуцированным содержанием псаммита (ст. 24), а также алеврит пелитовый, с близкой фракционной структурой (ст. 21, 22, 60).

*Впадина.* Ниже границы размыва широкое пространство получил алеврит пелитовый (ст. 26, 60, 62–65). Поверхностные осадки (0–1 см) разжижены и по физическому состоянию соответствуют плотной суспензии. Полагают, что насыщение этого слоя обломочным материалом может достигать 100–200·10<sup>3</sup> мг·л<sup>-1</sup> [48], а его существование поддерживается устойчивой стратификацией вод непосредственно вблизи дна, подавляющей турбулентные процессы и затрудняющей размыв осадков [5]. Нижележащий горизонт представлен аналогичными, но более плотными сильноохлажденными осадками с мелкими шлирами льда.

Поскольку скачок плотности в водах пролива в безледный период отсутствует, течения во время штормов могут захватывать всю толщу вод до дна, что способствует размыву и переотложению осадков. Этим обстоятельством может объясняться формирование смешанных осадков – миктита алевритового, поле которого выявлено к северу от тальвега (ст. 18, 20).

*Термокарстовая западина.* Здесь вскрыты наиболее тонкие осадки – пелит алевритовый (ст. 27)–, характеризующиеся бимодальной фракционной структурой алеврита и пелита и редуцированным содержанием псаммита (табл. 3). Седиментация осадочного материала в этой области объясняется влиянием вихревой структуры. Такой тип циркуляции, вероятно антициклонической, способствует затягиванию частиц из поверхностных слоев в глубинные [40] и может формироваться в результате взаимодействия Ленского и Янского стоковых течений у входа в пролив из моря Лаптевых.

Учитывая осолонение придонных вод во время осенне-зимнего льдообразования и минимальную зимнюю температуру -1,2 °С [26], создающих условия для концентрации солей в поровых водах, илы

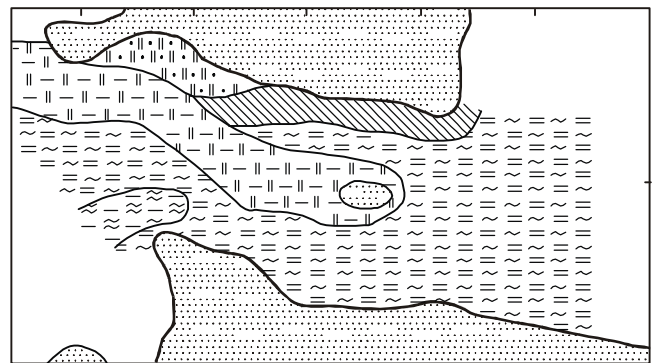
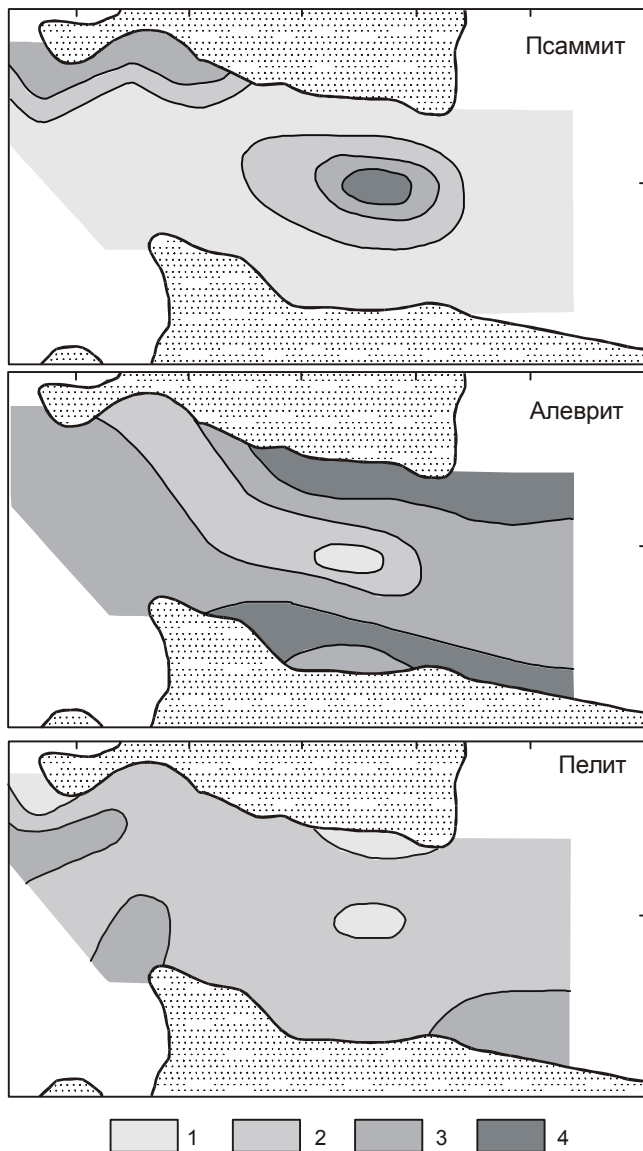


Рис 4. Донные осадки.

(Условные обозначения см. на рис. 3).



**Рис. 5.** Распределение основных гранулометрических фракций донных осадков, %.

1 – 0–20, 2 – 20–40, 3 – 40–60, 4 – 60–80.

впадины и термокарстовой западины не промерзают, а сохраняются в охлажденном состоянии, как это происходит во впадине Анадырского залива Берингова моря [17, 44]. То же следует ожидать для склоновых осадков, по крайней мере до глубины 3 м. Выше, где припайные льды смерзаются с осадками выположенного мелководья, залегают сезонномерзлые осадки [35, 36].

*Банка Святого Диомида.* Вследствие эрозионной деятельности придонных течений, тонкие фракции осадков вымываются, о чем свидетельствует низкое содержание частиц менее 0,1 мм (табл. 3; рис. 4, 5), и на поверхности остается плохосортированный

псаммит среднезернистый (ст. 23). Ниже, на склонах, залегают миктит псаммитовый (ст. 61).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель осадочного процесса в криолитозоне пролива Дмитрия Лаптева описывается следующими процессами: термоабразия, размыв, транспортировка (во взвеси и в составе обломочных потоков), седиментация и переотложение.

Широтная циркумтерральная структура распределения взвеси и донных осадков является отражением взаимодействия двух, сопоставимых по значимости факторов – циркуляции вод и рельефа дна.

Это взаимодействие определяет локализацию участков эрозии, транзита, аккумуляции и формирование мелкомасштабных барьерных зон, обусловленных:

- влиянием подводного вдольберегового вала (механический барьер);

- вихревыми образованиями над банкой Святого Диомида, термокарстовой западиной и гидрологическим фронтом над впадиной пролива. Последний отделяет два разнонаправленных квазистационарных потока, следующих параллельно береговой линии и изобатам.

Выявленный рост содержания тонких фракций терригенного материала от островной части пролива к материковой объясняется влиянием стокового течения, транспортирующего взвесь реки Яны.

Результаты выполненных исследований существенно дополняют сведения по динамике вещества в проливе Дмитрия Лаптева. В условиях прогнозируемого потепления климата они могут быть использованы при разработке научной основы прогноза изменения прибрежно-шельфовой криолитозоны арктических морей.

Финансовая поддержка экспедиционных исследований осуществлялась за счет средств ФЦП "Мировой океан", "Интеграция" (проект 726/А0025.03), инициативных и экспедиционных грантов РФФИ (99-05-65453; 99-05-79109; 00-05-64834; 00-05-79005).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Айбулатов Н.А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М.: Наука, 1966. 159 с.
2. Аксенов А.А., Дунаев Н.А. Арктический шельф в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.
3. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. Новосибирск: Наука, 1985. 171 с.
4. Арэ Ф.Э. Термоабразия берегов моря Лаптевых и ее вклад в баланс наносов моря // Криосфера Земли. 1998. Т. II. С. 55–61.
5. Белошапкина С.Г., Белошапков А.В. Проблемы математического моделирования лито- и морфодинамических процессов в береговой зоне моря // Человечество и берего-

- вая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 113–126.
6. Бензема В.Ю. "Ледовые реки" Арктических морей // Тр. ААНИИ. Т. 417. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 91–98.
  7. Боуден К.Ф. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 324 с.
  8. Боцул А.И. Лазерный измеритель размеров частиц "Analizette 22": достоинства, недостатки и некоторые особенности использования при анализе донных осадков // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 117–121.
  9. Воинов О.Н., Неизвестнов Я.В. Геотермические исследования на шельфе и островах Восточно-Сибирского моря // Геотермия (геотермические исследования в СССР). М.: Изд-во АН СССР, 1976. Ч. I. С. 114–117.
  10. Войнов Г.Н. Основные закономерности приливных течений в море Лаптевых // Научные результаты экспедиции ЛАПЭКС-93 / Отв.ред. Л.А. Тимохов. М.: Гидрометеиздат, 1994. С. 119–131.
  11. География морей Советской Арктики. Вып.3: Восточно-Сибирское море // Тр. ААНИИ. Л.-М.: Изд-во Главсевморпути, 1952. 355 с.
  12. Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966. 180 с.
  13. Григорьев М.Н., В.В. Куницкий В.В. Ледовый комплекс Арктического побережья Якутии как источник наносов на шельфе // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике: Тр. Аркт. Регион. центра. Владивосток, Дальнаука. 2000. Вып. II, ч. I. С. 109–116.
  14. Дмитренко И.А., Хьюлеманн Й.А., Кириллов С.А. и др. Термический режим придонного слоя моря Лаптевых и процессы, его определяющие // Криосфера Земли. 2001. Т. V, № 3. С. 40–55.
  15. Дударев О.В. Пространственно-временная изменчивость характеристик взвеси в приустьевых зонах рек различных климатических обстановок // Современное осадкообразование в окраинных морях (статистические модели). Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 45–89.
  16. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В. и др. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеан. геология. Т. 19, № 3. 2000. С. 30–43.
  17. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В. и др. Современное осадкообразование в криолитозоне северо-западной части Анадырского залива (Берингово море) // Тихоокеан. геология. Т. 20, № 3. 2001. С. 12–25.
  18. Жигарев Л.А. Роль термоабразии и термоденудации в разрушении берегов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 77–81.
  19. Жигарев Л.А., Совершаев В.А. Термоабразионное разрушение Арктических островов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 31–38.
  20. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: МГУ, 1997. 316 с.
  21. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.
  22. Кленова М.В. Осадки Арктического бассейна по материалам дрейфа ледокола "Седов". М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
  23. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. Под. ред. И.С. Грамберга. СПб., 1999. 286 с.
  24. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 336 с.
  25. Лопатин Б.В. Теоретические основы электрохимических методов анализа. М.: Высш. шк., 1980. 114 с.
  26. Молочушкин Е.Н. Влияние термоабразии на температуру многолетнемерзлых пород в прибрежной зоне моря Лаптевых // Докл. и сообщ. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973. Вып. 2. С. 52–58.
  27. Морецкий В.Н., Круглова В.Е., Захаров Ю.В. Современное состояние гидрологического режима Янского залива и прилегающих районов моря Лаптевых // Научные результаты экспедиции ЛАПЭКС-93. Л.: Гидрометеиздат, 1994. С. 142–146.
  28. Мустафин Н.В. О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. Л.: Мор. транспорт, 1961. Вып. 7.
  29. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Современные донные осадки арктических морей // Океанология. Т. 40, № 1. 2000. С. 137–147.
  30. Разумов С.О. Реликты субаэрального криогенеза микро-рельефа на шельфе Восточно-Сибирского моря. // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. I: Морфология криолитозоны. Якутск, 1996. С. 118–129.
  31. Разумов С.О. Роль термоденудации в процессе разрушения термоабразионных берегов Восточно-Сибирского моря // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. II. Морфология криолитозоны. Якутск, 1996. С. 139–143.
  32. Регистр СССР. Ветер и волны в океанах и морях: справочные данные. Л.: Транспорт, 1974. 359 с.
  33. Романовский Н.Н. К вопросу о формах разрушения берегов острова Большого Ляховского. Новосибирские острова // Тр. ААНИИ. Т. 224. Л.: Мор. транспорт, 1963. С. 54–66.
  34. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли. 1997. Т. 1, № 2. С. 42–49.
  35. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Пустовойт Г.В. и др. Распространение субмаринной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли, 1997. Т. 1, № 3. С. 9–18.
  36. Совершаев В.А. Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа (на примере восточных арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, 1982. С. 70–82.
  37. Сухоцкий В.И. Сборник "Летопись Севера". М., 1972.
  38. Томирдиаро С.В. Голоценовое термоабразионное формирование шельфа Восточно-Арктических морей СССР // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 1. С. 179–182.
  39. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
  40. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 295 с.
  41. Хмызников П.К. О размыве берегов в море Лаптевых // Сев. мор. путь. Л.: Изд-во ГУСМП, 1937. С. 122–133.
  42. Юрасов Г.И. Океанографические характеристики вод юго-восточной части моря Лаптевых и западной части (пролив Дмитрия Лаптева) Восточно-Сибирского моря в

- сентябре 1999 года // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 63–68. (Тр. Арктического Регионального центра. Вып. II, ч. 1)
43. Beach R.A., Sternberg R.W. Suspended sediment transport in the surf zone: response to the incident wave and longshore current interaction // *Marine Geology*. 1992. V. 108, P. 2435–2462.
44. Dudarev O.V., Botsul A.I., Utkin I.V. et.al. Polar lithogenesis features on the Anadyr Gulf shelf, Bering Sea // *Changes in the atmosphere-land-sea system in the Amerasian Arctic. Proceedings of the Arctic Regional Centre. Vladivostok: Dalnauka, 2001. P. 219–226.*
45. Holms V.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf // *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas*. 1974. P. 210–229.
46. Kluyev V.V., Kotyukh A.A. Some peculiarities of the dynamics of the relief of the bed of the Laptev Sea // *Polar Geography and Geology*. 1985. V. 9, N 4. P. 301–307.
47. Migniot C., Larssonneur C., Dangeard L. Etude experimentale de l'erosion par des courants de depots vaseux plus ou moins concentres // *C.r. Acad. Sci. Paris*. 1968, ser.D, T. 266, N 5.
48. Prediction of Cohesive Sediment transport and bed dynamics in estuaries and coastal zones with Integrated Numerical Simulation models // *Newsletter Issue. MAST III*. 1998, N 1, Belgium, 1998. 20 p.

*Поступила в редакцию 28 октября 2002 г.*

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем*

***O.V. Dudarev, A.I. Botsul, I.P. Semiletov, A.N. Charkin***

**Modern sedimentation within the near-coastal shelf cryolithic zone of the Dmitriy Laptev Strait of the East Siberian Sea**

On the basis of two-year observations, both sediment forming processes and relief forming processes have been studied within the cryolithozone of the Dmitriy Laptev Strait during the iceless periods. A latitudinal circumterral structure has been established of the distribution of the suspended matter and bottom sediments (it is parallel with the coastal line and isobaths). This structure is a reflection of the interaction between water circulation and the bottom relief; the latter determining the location of the areas erosion, transit, accumulation and formation of small-scale barrier zones.

## НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ САХАЛИНА\*)

*П.Ф. Волгин\**, *В.И. Исаев\*\**, *В.Ю. Косыгин\*\*\**

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

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

*\*\*\*Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

Проведена оценка комплекса характеристик нефтегазоносности площади развития верхнемеловых отложений южного сегмента Центрально-Сахалинского разлома на широте г. Южно-Сахалинска. В качестве метода исследований применено геоплотностное и палеотемпературное моделирование, палеотектонические реконструкции. Построены схематические карты распределения абсолютных значений плотности верхнемеловых отложений и мезозойско-палеозойского фундамента. Выделена аномально разуплотненная зона, приуроченная к Центрально-Сахалинскому разлому, отождествляемая с высокопроницаемой областью земной коры, толщами-коллекторами трещинно-порового типа. Построены схематические карты распределения максимальных палеотемператур для кровли и подошвы верхнемеловых отложений. Исходя из катагенетической зональности фазового состояния УВ, в верхней части отложений возможны залежи раннекатагенетического газа в восточной части площади и нефтяные залежи – на западе. В нижней части отложений узкой полосой на востоке предполагаются нефтяные залежи, а в центре и на западе – газовые и газоконденсатные. Наиболее перспективные участки для поисков промышленных залежей нефти и газа прогнозируются вдоль зоны Центрально-Сахалинского разлома.

**Ключевые слова:** нефтегазоносность, верхний мел, палеотектонические реконструкции, палеотемпературное и геоплотностное моделирование, Южный Сахалин.

### ВВЕДЕНИЕ

Остров Сахалин является важной составной частью Японо-Охотской нефтегазовой провинции, являющейся одним из основных звеньев Тихоокеанского нефтегазового суперрегиона [1]. Для Сахалина, как и всего суперрегиона в целом, свойственна кайнозойская нефтегазоносность. На юге острова выявлены нефтегазопроявления и получены в скважинах притоки углеводородов, которые, в основном, связаны с толщей песчано-глинистых осадков кайнозойского возраста. Лишь в этом комплексе пород пока обнаружены и разведаны месторождения газа, представляющие практический интерес (рис. 1, А). Таких месторождений два: Южно-Луговское и Восточно-Луговское. Они приурочены к одноименным брахиантисклинальным структурам в верхнемиоценовых отложениях (маруямская свита).

Месторождения входят в состав единой газоносной зоны, приуроченной к западному борту Анивской синклинали зоны, осложненному Центрально-Саха-

линским разломом, представляющим собой регионально выраженный взбросо-надвиг (рис. 1, Б). Зона надвига являет собой сложнопостроенную полосу интенсивной складчатости и разрывных дислокаций, ширина которой достигает 10 км. В большей части разлома верхнемеловые отложения надвинуты на кайнозойский комплекс осадков под углом около 50°. С глубиной плоскость надвига выполаживается (рис. 1, В). Предполагается, что зона Центрально-Сахалинского разлома представляет собой геодинамическую систему [12], подобную хорошо изученной системе Северо-Сахалинского разлома, которая является важным фактором миграции и накопления углеводородов [13].

Можно предположить, что при разгрузке аномально высоких пластовых давлений, возникающих в зоне Центрально-Сахалинского разлома в результате бокового сжатия, из надвигаемых на кайнозойский осадочный чехол верхнемеловых пород, в целом считающихся нефтематеринскими [14], происходит отток газонасыщенных вод в толщу слаболифитифицированных кайнозойских осадков. Здесь они сбрасывают газ в свободной фазе, который аккумулируется в ловушках.

\*) Публикуется в дискуссионном порядке.

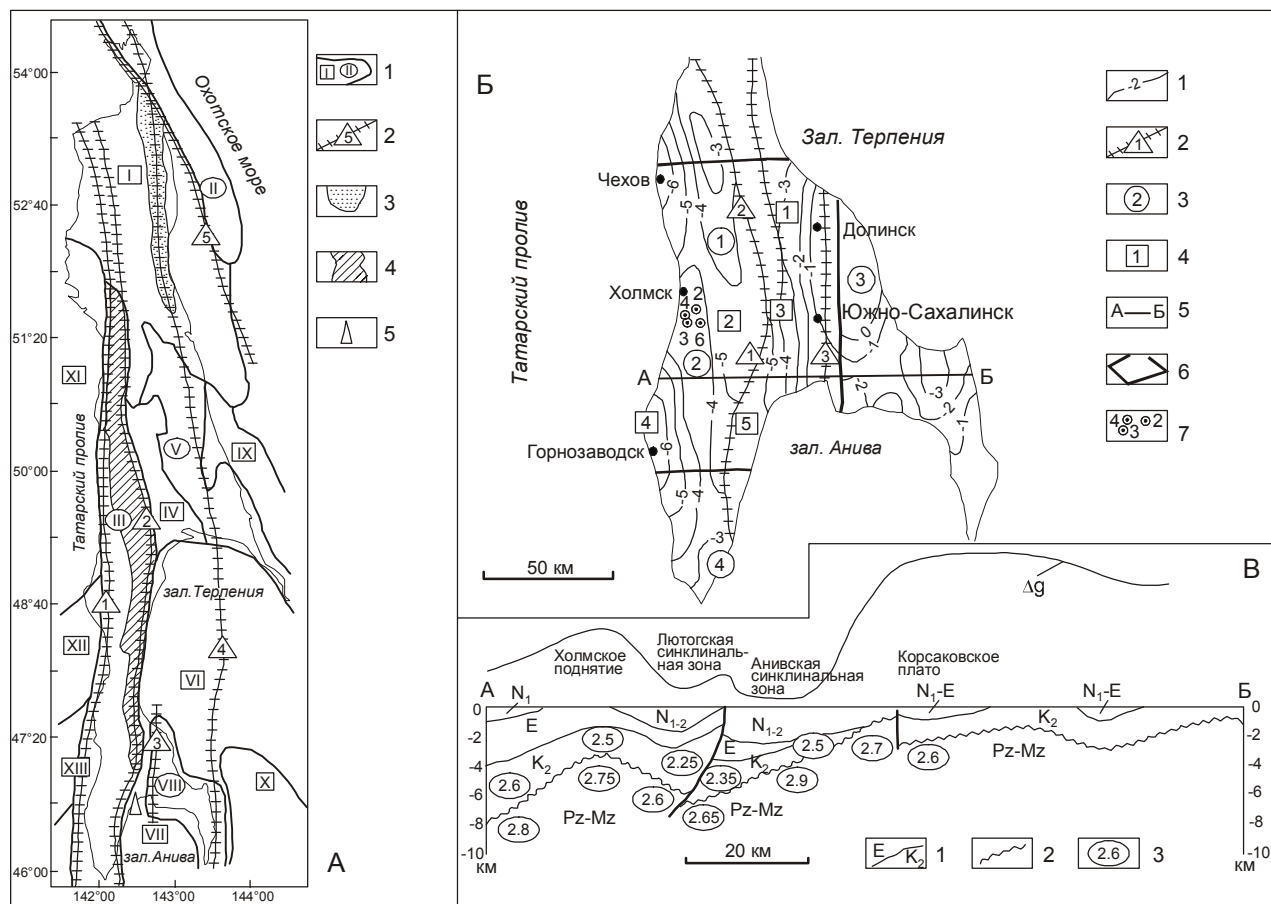


Рис. 1. Тектонические схемы Сахалина в связи с нефтегазоносностью.

А – тектоническая схема Сахалина и прилегающих акваторий (тектоническое районирование по В. В. Харахинову, 1991): 1 – тектонические элементы: I – Северо-Сахалинский синклиниорий, II – Шмидтовский антиклинарий, III – Западно-Сахалинский антиклинарий, IV – Центрально-Сахалинский грабен, V – Восточно-Сахалинский антиклинарий, VI – прогиб залива Терпения, VII – Анивский прогиб, VIII – Сусунайский антиклинарий, IX – Тюлений прогиб, X – Южно-Сахалинский прогиб, XI – Северо-Татарский прогиб, XII – Центрально-Татарский прогиб, XIII – Южно-Татарский прогиб; 2 – региональные разломы Хоккайдо-Сахалинского направления: 1 – Западно-Сахалинский, 2 – Центрально-Сахалинский, 3 – Сусунайский, 4 – Хоккайдо-Сахалинский, 5 – Восточно-Сахалинский; 3 – зона нефтегазовых месторождений, приуроченных к северному звену Хоккайдо-Сахалинского разлома (Северо-Сахалинский разлом); 4 – главное меловое поле Сахалина; 5 – месторождения газа, приуроченные к южному звену Центрально-Сахалинского разлома.

Б – Структурно-тектоническая схема южной части Сахалина: 1 – изогипсы поверхности PZ-MZ фундамента; 2 – разломы: 1 – Центрально-Сахалинский, 2 – Синегорский, 3 – Сусунайский; 3 – антиклинальные зоны: 1 – Комышовая, 2 – Холмская, 3 – Сусунайская, 4 – Крильонская; 4 – синклиналильные зоны: 1 – Макаровская, 2 – Лютогская, 3 – Сусунайская, 4 – Шебунинско-Холмская, 5 – Анивская; 5 – линия геолого-геофизического разреза А – Б; 6 – контур исследованной площади; 7 – скважины Большехолмской площади.

В – Геолого-геофизический разрез по линии А – Б: 1 – геологические границы; 2 – поверхность фундамента; 3 – расчетные плотности пород (в  $\text{г}/\text{см}^3$ ) верхнемеловых отложений и фундамента.

Однако, как установил И. М. Сырык [14], верхнемеловые отложения могут являться не только нефтегазогенерирующими, но и нефтегазосодержащими, так как в их объеме залегают достаточно мощные пачки песчаников и песчанистых алевролитов, обладающих хорошими коллекторскими свойствами (найбинская свита), перекрытых более чем двухкилометровой толщей алевролитов и аргиллитов (быковская свита), представляющей собой региональную по-

крышку. Поэтому в случае наличия в найбинской свите любого типа ловушек в них могут быть сконцентрированы крупные месторождения углеводородов. Хорошими коллекторскими свойствами обладают также в основном песчанистые образования краснойяковской свиты, согласно залегающие на алевролито-аргиллитовой толще быковской свиты. В них также, при наличии ловушек и покрышек в перекры-

вающих их кайнозойских отложениях, могут формироваться месторождения нефти и газа.

О нефтеперспективности верхнемеловых отложений Южного Сахалина свидетельствуют результаты бурения на Большехолмской структуре (рис. 1, Б), где скважина № 4 фонтанировала из красноярковской свиты верхнего мела сухим газом с дебитом до 5 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Здесь же в процессе бурения скважины № 3 при разбуривании той же красноярковской свиты произошло сильное водогазопроявление, которое было ликвидировано резким утяжелением бурового раствора. Скважиной № 2 на глубине 2300 м в верхней части быковской свиты был вскрыт высоконапорный водоносный горизонт, который в более оптимальных структурных условиях может представлять газопоисковый интерес.

В процессе бурения на Большехолмской площади отмечались водогазопроявления и притоки из кайнозойского интервала разреза. Наиболее значительное из них было отмечено в скважине № 6, когда при забое 898 м она начала фонтанировать водой с газом дебитом до 743 м<sup>3</sup>/сут. Не исключается, что эти газопроявления были получены из вторичных залежей, образовавшихся за счёт вертикальной миграции газа в кайнозойский осадочный чехол из верхнемеловых отложений по полостям трещин и разломов, широко развитых в пределах всей Холмской антиклинальной зоны. Это предположение согласуется с допущением В. Г. Варнавским [5] предположения о том, что в генерации залежей нефти и газа, отмечаемых в кайнозойских осадках Юго-Западного Сахалина, принимали участие морские комплексы верхнего мела. Он же считает, что здесь, как ни в одном другом осадочном бассейне Востока России, верхнемеловые комплексы не исчерпали способности генерировать и аккумулировать нефтегазовые флюиды. При этом на Сахалине им отдаётся предпочтение поиску месторождений углеводородов в тектонически экранированных и поднадвиговых ловушках.

Такие структуры широко развиты в верхнемеловом комплексе пород Южного Сахалина, что ставит задачу количественной оценки его характеристик нефтегазоносности в ряд весьма актуальных. В этом плане наибольший интерес для наших исследований представляет часть Южного Сахалина примерно от широты г. Горнозаводска на юге до г. Чехов на севере (рис. 1, Б). Восточная граница района проходит примерно по линии г. Долинск – г. Южно-Сахалинск. Здесь верхнемеловой комплекс осадков широко развит и более или менее полно изучен геолого-геофизическими методами и поисковым бурением.

В геологическом строении района принимают участие осадочные отложения от верхнего мела до

плиоцена включительно, которые подстилаются сильно дислоцированными образованиями мезозоя–палеозоя. Судя по геофизическим данным, наибольшую мощность рыхлые осадки имеют на побережье Татарского пролива в Шебунинско-Холмской синклинальной зоне. В пределах расположенной восточнее Холмской антиклинальной зоны их мощность сокращается до 3000 м, а в смежной с ней Лютогской синклинальной зоне она вновь увеличивается до 5000 м и более. При этом большую часть разреза составляют верхнемеловые отложения, которые, моноκлинально воздымаясь в сторону Центрально-Сахалинского взбросо-надвига, к западу от него обнажаются.

За взбросо-надвигом в Анивской синклинальной зоне мощность осадочных отложений также составляет около 5000 м, но здесь основная часть разреза представлена осадками кайнозоя. Характерной особенностью осадочного чехла всей восточной части площади является его закономерное сокращение на восток за счёт постепенного выклинивания его нижних слоёв. При этом верхнемеловые осадки выклиниваются в первую очередь.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью оценки перспектив нефтегазоносности верхнемелового комплекса осадков района исследований нами был применён метод прогнозирования катагенетических зон, благоприятных для интенсивной генерации нефти и газа, и зон нефтегазонакопления [19], уже неоднократно применённый для прогноза нефтегазоносности осадочного разреза ряда площадей Сахалина [6, 7 и др.].

Метод базируется на геоплотностном и палеотемпературном моделировании и палеотектонических реконструкциях и позволяет картировать катагенетические зоны интенсивной генерации УВ (по палеотемпературному критерию) и зоны флюидомиграции (по геоплотностному критерию) для различных стратиграфических уровней осадочного чехла.

Методологической основой прогнозирования является теория математического моделирования строения и эволюции осадочно-породного бассейна в гравитационном и геотемпературном полях (В. И. Старостенко, 1978) и учение о стадийности процессов нефтегазообразования (Н. Б. Вассоевич, 1967). Используются основные фактические данные – гравиметрическая съёмка масштаба 1 : 200 000 и крупнее, сейсмогеологические разрезы вдоль региональных профилей, петрофизические определения и термокаротаж в скважинах. Фундаментальный расчётный геодинамический параметр – распределение значений теплового потока из основания.

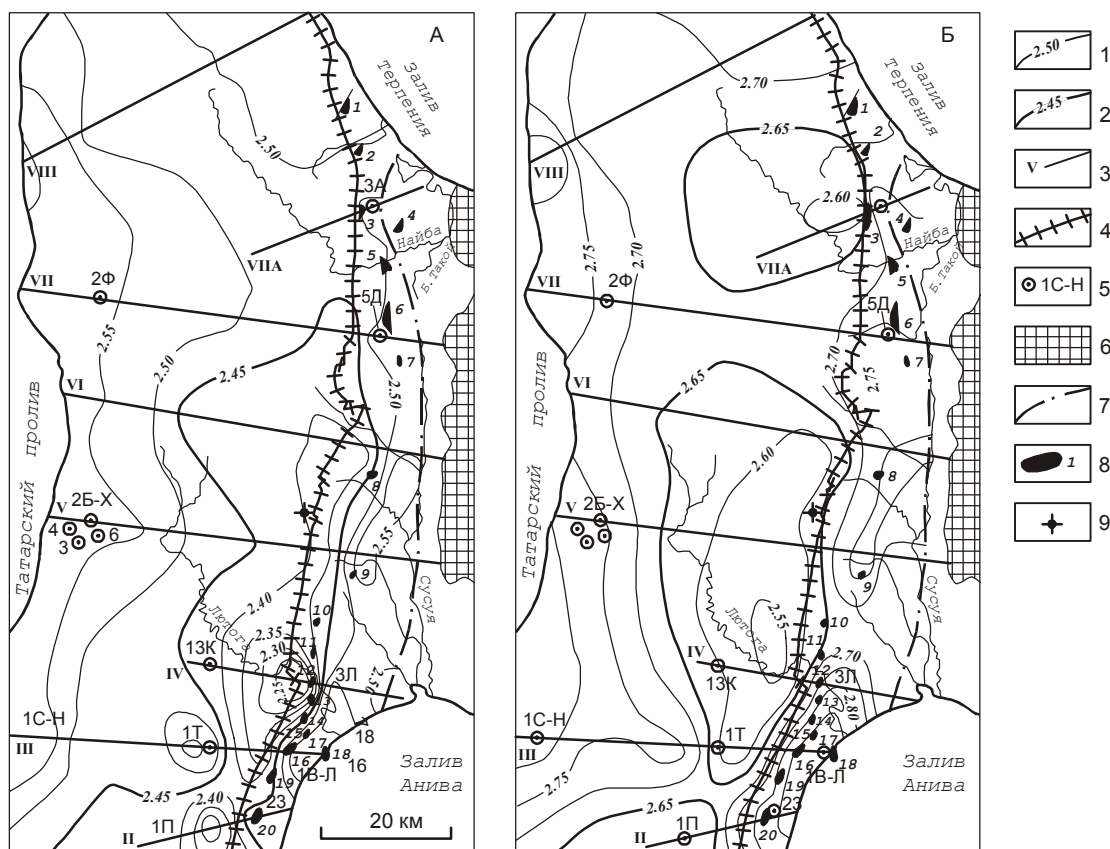


Геоплотностное моделирование обеспечивает идентификацию и картирование разуплотненных толщ (с улучшенными коллекторскими свойствами) – зон вероятного нефтегазонакопления. Одновременно геоплотностное моделирование создает структурно-вещественную основу для последующих палеотектонических реконструкций. Палеотектонические реконструкции создают структурно-вещественную основу (палеомощности, скорости осадконакопления) для последующего палеотемпературного моделирования. Палеотемпературное моделирование обеспечивает идентификацию и картирование катагенетических зон

генерации нефти и газа потенциальных нефтегазоматеринских пород. А так как осуществляется отдельный прогноз по типу материнских пород в соответствии с принятой шкалой катагенетической зональности, то обеспечивается возможность прогнозировать фазовый состав генерированных УВ.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По серии построенных геоплотностных и палеотемпературных разрезов на площадь исследований были составлены схематические карты: распределения абсолютных значений плотности верхнемеловых



**Рис. 2.** Схематическая карта распределения значений плотности меловых отложений на исследованной площади в южной части Сахалина.

А – распределение значений плотности верхнемеловых отложений.

Б – распределение значений плотности в PZ-MZ фундаменте.

1 – изолинии плотности; 2 – изоденсы, оконтуривающие области аномально пониженных значений плотности; 3 – расчетные профили; 4 – Центрально-Сахалинский разлом; 5 – поисковые и параметрические скважины, номер скважины и сокращенное название площади бурения: А – Айская, Ф – Форельская, Д – Долинская, Б-Х – Больше-Холмская, К – Ковровская, Л – Луговская, С-Н – Северо-Невельская, Т – Тарасовская, В-Л – Восточно-Луговская, П – Приточная, З – Зеленодольская; 6 – зона выхода фундамента на дневную поверхность; 7 – восточная граница распространения верхнемеловых отложений; 8 – антиклинальные структуры в верхнемиоценовых отложениях и их номера: 1 – Северо-Айская, 2 – Айская, 3 – Поярковская, 4 – Восточно-Поярковская, 5 – Северо-Долинская, 6 – Долинская, 7 – Такойская, 8 – Владимировская, 9 – Троицкая, 10 – Успеновская, 11 – Северо-Луговская, 12 – Луговская, 13 – Заречная, 14 – Южно-Луговская, 15 – Золоторыбная, 16 – Малиновская, 17 – Машковская, 18 – Восточно-Луговская, 19 – Лозинская, 20 – Зеленодольская; 9 – грязевой вулкан Южно-Сахалинский.

отложений и фундамента, а также распределения максимальных палеотемператур на подошве и кровле верхнемеловых отложений (рис. 2 и 3).

Основной особенностью схемы распределения плотности верхнемеловых отложений (рис. 2, А) является наличие в ее центральной части области аномально пониженных значений плотности отложений, описываемой изоденсой 2,45 г/см<sup>3</sup>. Экстремальное значение этот минимум имеет в южной части, где расчетная плотность пород верхнего мела снижена до 2,25 г/см<sup>3</sup>. Подобные значения плотности верхнемеловых отложений вполне вероятны, так как лабораторные определения свидетельствуют о том, что, например, породы красноярковской свиты, имея в среднем плотность около 2,4 г/см<sup>3</sup>, в ряде случаев разуплотнены до 2,24 г/см<sup>3</sup>. Еще более иногда разуплотнены и залегающие под глинистой толщей быковской свиты песчаники найбинской свиты, которые по ряду определений имеют плотность ненамного превышающую 2,0 г/см<sup>3</sup>.

Важной особенностью поля распределения плотности верхнемеловых отложений является приуроченность осевой части области его пониженных значений к сегменту Центрально-Сахалинского разлома. Коррелируется с этим сегментом разлома и зона разуплотнения в фундаменте, которая еще более контрастна, чем в верхнемеловых отложениях (рис. 2, Б). Очевидно, вся эта субвертикальная зона разуплотнения верхней части земной коры продолжается и далее вглубь литосферы, что подтверждается результатами анализа скоростного разреза профиля ГСЗ, пересекающего район [3].

О расслоенности земной коры рассматриваемой части Южного Сахалина по латерали свидетельствуют и данные магнито-теллурических зондирований, которыми установлено наличие здесь субмеридиональных зон различной электропроводности, что связывается с плавлением нижних слоев земной коры [2]. При этом Центрально-Сахалинский разлом выступает в качестве границы между двумя активно взаимодействующими литосферными блоками континентального (восточный) и субконтинентального (западный) типов [8, 9].

Западный геоблок является более “горячим” за счет частичного плавления “гранитного” слоя и низов осадочного разреза, что определяет заложение систем глубинных разломов [16]. Очевидно, что этот процесс сопровождается образованием областей трещиноватости в осадочном чехле, представляющих собой “ослабленные” высокопроницаемые зоны, характеризующиеся дефицитом плотности. Такие зоны трещиноватости отмечаются в верхнемеловых отло-

жениях многими исследователями, которые указывают на то, что трещиноватость может существенно улучшить коллекторские свойства этих пород и обеспечить миграцию и аккумуляцию углеводородов в достаточно крупные залежи [15].

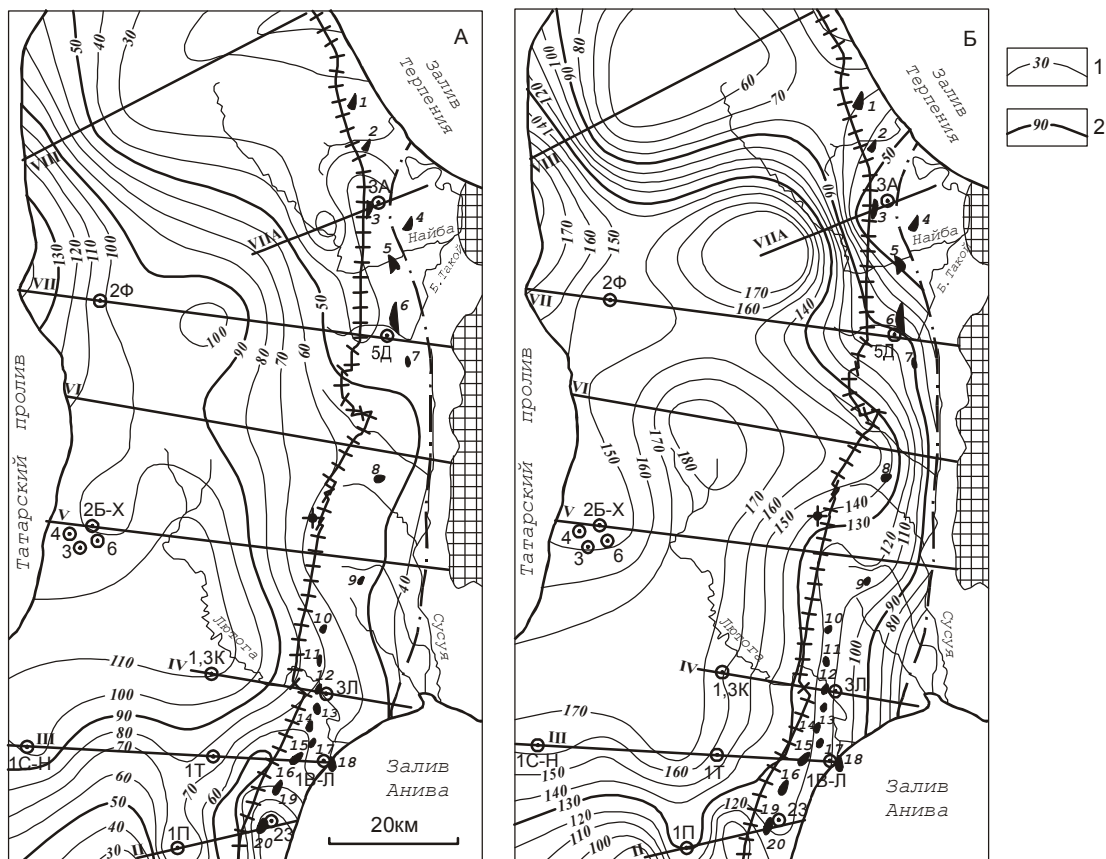
Таким образом, разуплотненную область верхнемеловых отложений, и в первую очередь – ее аномальную часть, тяготеющую к Центрально-Сахалинскому разлому, можно рассматривать, за счет ее повышенной трещиноватости, в качестве ослабленного высокопроницаемого участка земной коры. В связи с этим здесь нефтегазоперспективные комплексы должны обладать хорошими коллекторскими свойствами, а при наличии соответствующих структурных условий, содержать залежи нефти и газа.

Для оценки фазового состава предположительно генерируемых верхнемеловыми отложениями углеводородов были проанализированы схематические карты распределения максимальных палеотемператур по кровле (рис. 3, А) и подошве (рис. 3, Б) верхнемеловых отложений. При этом принимается [4, 18], что верхней зоне газообразования соответствует температурный интервал 50–90°C (степень катагенетической преобразованности углеводородов МК<sub>1</sub><sup>1</sup>), главной зоне нефтеобразования – интервал 90–130°C (МК<sub>1</sub><sup>2</sup> – МК<sub>2</sub>). При более высоких температурных условиях генерируются газ и газоконденсат (МК<sub>3</sub><sup>1</sup> – МК<sub>3</sub><sup>2</sup>), а температуры выше 190–200°C – разрушительные для УВ.

Сопоставление обеих схематических карт показывает, что они имеют близкую структуру, характеризующуюся нарастанием значений палеотемператур с востока на запад. Однако палеотемпературное поле по подошве верхнемеловых отложений выше примерно на 50°C при почти вдвое большем градиенте нарастания поля. В центральной части той же карты фиксируется аномальная зона с двумя локальными максимумами, которые значительно контрастнее, чем на карте палеотемператур по кровле верхнемеловых отложений. При этом максимумы существенно сдвинуты в субмеридиональном направлении к северу.

Из прогнозных карт палеотемператур следует, что в верхней части меловых отложений на западе площади возможна генерация нефтяных УВ, а на востоке – газовых верхней зоны газообразования. Вблизи подошвы меловых отложений в узкой полосе восточной части площади существовали температурные условия, соответствовавшие главной зоне нефтеобразования. На остальной части территории углеводороды могли генерироваться в газоконденсатной и газовой фазах.

Установленные особенности геоплотностного разреза верхнемеловых отложений и их палеотемпе-



**Рис. 3.** Схематические карты распределения максимальных палеотемператур в верхнемеловых отложениях на исследуемой площади в южной части Сахалина.

А – распределение максимальных палеотемператур на кровле верхнемеловых отложений.

Б – распределение максимальных палеотемператур на подошве верхнемеловых отложений.

1 – палеоизотермы; 2 – палеотермы, определяющие положение катагенетических зон газонефтеобразования.

Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

ратурных полей, вероятно, присущи не только рассмотренной части Южного Сахалина, но и всему геоблоку, где они располагаются (рис. 1, А). Наряду с электроразведочными данными, это подтверждается результатами геоплотностного моделирования тектоносферы по геотраверсам о. Сахалин – о. Итуруп – Тихий океан [10] и Сихотэ-Алинь – вал Зенкевича [17]. Они пересекают геоструктуру Сахалина севернее рассмотренной территории и также фиксируют латеральную расслоенность литосферы и даже астеносферы в этой его части. Поэтому не без основания можно считать, что часть Сахалина, расположенная западнее Центрально-Сахалинского разлома, обладая специфическими чертами строения осадочного чехла и литосферы в целом, представляет собой самостоятельный потенциально нефтегазоносный район, где существенная роль при нефтегазопоисковых работах должна отводиться верхнемеловым осадочным комплексам.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из вышеизложенного, можно констатировать:

1) результаты проведенных исследований подтверждают принятую нами концепцию о том, что верхнемеловой комплекс Южного Сахалина представлен не только материнскими, но и нефтегазодержащими толщами;

2) в поле развития верхнемеловых отложений имеет место аномально разуплотнённая зона, коррелируемая с южным сегментом Центрально-Сахалинского разлома, вероятно представляющая собой высокопроницаемую область земной коры с повышенной трещиноватостью и хорошими коллекторскими свойствами пород;

3) исходя из предполагаемой по температурному режиму катагенетической зональности, при благоприятных условиях аккумуляции и консервации, в верх-

ней части верхнемеловых отложений можно ожидать газовые залежи на востоке площади и нефтяные – на западе. В нижней части отложений узкой полосой на востоке района вероятны нефтяные залежи, а в его центре и на западе могли сформироваться газоконденсатные и газовые.

Эти выводы, наряду с существующими представлениями об особенностях геологического строения юга Сахалина, позволяют положительно оценивать перспективы нефтегазоносности его верхнемеловых отложений, формировавшихся в благоприятных для УВ-образования условиях и имеющих в разрезе достаточно емкие коллекторы трещинно-порового типа.

Наиболее перспективные участки для поисков промышленных залежей нефти и газа должны располагаться вдоль зоны Центрально-Сахалинского разлома, где прогнозируется высокая проницаемость недр и улучшенные коллекторские свойства верхнемеловых пород за счёт их повышенной трещиноватости. Здесь верхнемеловые отложения должны быть опоискованы в первую очередь в районе Южно-Сахалинского грязевого вулкана [11].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С. Н. Принципы нефтегеологического районирования тихоокеанского кайнозойского нефтегазоносного пояса // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1972. С. 153–175. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 306).
2. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Аномалии проводимости в земной коре о. Сахалин (по данным МТЗ) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, № 5. С. 1184–1196.
3. Биккенина С. К., Сычев П. М., Трескова Ю. А. Сейсмические данные о строении земной коры острова Сахалин и перспективы дальнейших исследований // Нефтегазоносность и тектоника Сахалина. Владивосток, 1976. С. 27–35.
4. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика. 1997. № 6. С. 1070–1078.
5. Варнавский В. Г. Меловые нефтегазоносные комплексы на востоке России // Тихоокеан. геология. 1996. № 4. С. 101–108.
6. Волгин П. Ф., Корнев О. С. Особенности строения юга Сахалина по результатам геоплотностного моделирования // Структура земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. С. 38–56.
7. Исаев В. И., Косыгин В. Ю., Соколова В. В. Прогноз нефтегазоносности Нышско-Тымского прогиба Сахалина по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования // Тихоокеан. геология. 2001. №5. С. 12–24.
8. Косыгин Ю. А., Сергеев К. Ф., Сапрыгин С. М., Василенко Н. Ф. Взаимодействие литосферных блоков на Центрально-Сахалинском разломе 7-13 апреля 1979 года // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 3. С. 707–712.
9. Косыгин Ю. А., Никифоров В. М., Альперович И. М. Глубинная электропроводность о. Сахалин // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 6. С. 1452–1455.
10. Красный М.Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин – о. Итуруп – Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 36–48.
11. Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газоносности недр. М., 1987. 174 с.
12. Рождественский В. С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. С. 80–109. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. I).
13. Сапрыгин С. М. Тектоническая флюидодинамика. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 80 с.
14. Сырык И. М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1968. 248 с.
15. Сырык И. М., Табояков А. Я., Федоров В.В., Хведчук И. И. Возможные типы коллекторов нефти и газа в верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложениях Южного Сахалина // Вопросы геологии и газоносности южной части Сахалина. Южно-Сахалинск, 1968. С. 142–150. (Тр. СахКНИИ; Вып. 18).
16. Сычёв П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 208 с.
17. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
18. Фомин А.Н. Углететрографические исследования в нефтяной геологии / АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. Новосибирск, 1987. 166 с.
19. Isaev V. I. The estimation of the expected resources of the hydrocarbons in the sedimentary basins of the NW Pacific using the methods of simulation of the geophysical fields // Abstracts of papers. International Symposium “Geological-Geophysical mapping of the Pacific Region”. Yuzhno-Sakhalinsk, 1989. P. 42–43.

Поступила в редакцию 28 июля 2002 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*P.F. Volgin, V.I. Isaev, V.Yu. Kosygin*

### **Oil and gas potential of the Upper Cretaceous deposits, Southern Sakhalin**

An assessment was made of the oil and gas potential characteristics of the area encompassing Upper Cretaceous deposits in the southern part of the Central Sakhalin Fault at an altitude of the City of Yuzhno-Sakhalinsk. Geodensity modeling, paleotectonic reconstructions, and paleotemperature modeling were employed as an investigation method. Distribution sketch maps of the absolute values of density of the Upper Cretaceous deposits and Meso-Paleozoic basement were constructed. An anomalously deconsolidated zone was discriminated that adjoins the Central Sakhalin Fault. It is identified with a high-permeability area of the Earth's crust, and units-collectors of fracture-pore type. Distribution sketch maps of paleotemperatures for the roof and base of the Upper Cretaceous deposits were constructed. Basing on the katagenetic zoning of the phase state, early katagenetic gas pools can be suggested in the upper part of the deposits in the eastern part of the area; and oil accumulation, on the west. In the lower part of the deposits, oil accumulation is inferred as a narrow strip; and in the central and western parts, gas and gas condensate pools are presumed. The areas most promising for search for commercial oil and gas are predicted along the Central Sakhalin Fault zone.

### **ДИСКУССИЯ**

**КОММЕНТАРИИ К СТАТЬЕ П.Ф. ВОЛГИНА, В.И. ИСАЕВА, В.Ю. КОСЫГИНА  
"НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ САХАЛИНА"**

*Э.Г. Коблов*

*Сахалинский научно-исследовательский и проектно-изыскательский институт нефти и газа  
"СахалинНИПИморнефть"*

В статье обосновываются прогнозные оценки некоторых важных аспектов проблемы нефтегазоносности верхнемеловых отложений Сахалина на основе геоплотностного и геотемпературного моделирования и палеотектонических реконструкций.

Применяемые авторами методические приемы позволяют им получить оценки максимальных палеотемператур для различных стратиграфических интервалов и выделить зоны разуплотнения. Первые используются для выделения и картирования зон генерации углеводородов различной интенсивности и фазового состояния, вторые интерпретируются как зоны флюидомиграции и вероятного нефтегазонакопления.

Исследования авторов по оценке физического состояния разреза и уровня его прогресса в различные периоды осадконакопления представляют практический интерес, особенно для районов, слабо изученных сейсморазведкой, так как дают возможности и инструмент получения дополнительной информации для нефтегеологического моделирования. Однако сама нефтегеологическая интерпретация температурного и плотностного полей верхнемеловых отложений Южного Сахалина дискуссионна, а ряд выводов слабо обоснованы.

Излагаемый авторами механизм миграции и аккумуляции газа при формировании Анивской группы месторождений (миграция газа через плоскость разрыва из отложений верхнего мела в верхнемиоценовые отложения маруямской свиты) теоретически возможен, но не подтверждается имеющейся геолого-геохимической информацией и гидродинамическими исследованиями на Восточно-Луговском месторождении. Согласно исследованиям особенностей гидрогеологии верхнемиоценовых отложений этого района [1], наблюдаемые здесь напоры подземных вод и наклонные газо-водяные контакты обусловлены проявлением в нижнемаруямском водоносном комплексе инфильтрационного режима и продвижением атмосферных вод от области питания в зоне Тымь-Поронайского (Центрально-Сахалинского) взброса-надвига на юго-восток.

Предположению о верхнемеловых отложениях как источнике УВ для формирования Анивских газовых месторождений противоречат также данные по составу газа в этих месторождениях. По степени катагенетической преобразованности ОВ (не ниже МК<sub>1</sub>) верхнемеловые породы относятся к генераторам нефти и жирного газа, в то время как газы вышеупомянутых месторождений по составу ближе к смеси биогенного и раннекатагенетического газа. Они характеризуются высоким содержанием метана 90,5–97,5 %, почти полным отсутствием тяжелых УВ и повышенным содержанием азота (обычно 5–9 %).

Выделение авторами в разрезе катагенетических зон, характеризующих степень зрелости ОВ, только на основании оценок максимальных палеотемператур довольно условно. Для многих районов, в том числе и для Сахалина [3, 6], доказано влияние на степень зрелости ОВ не только уровня его прогрева, но и литологии вмещающих толщ, скорости осадконакопления, динамики и длительности прогрева.

Аналогичное замечание относится и к выделению генерационных зон только на основании оценок максимальных палеотемператур. К тому же, приводимые в статье температурные и катагенетические интервалы зон генерации жидких и газообразных углеводородов (50–90°C (МК<sub>1</sub><sup>1</sup>) для верхней зоны газообразования и 90–130°C (МК<sub>1</sub><sup>2</sup>-МК<sub>2</sub>) для зоны нефтеобразования) не совсем соответствуют известным схемам катагенеза органического вещества. В наиболее распространенных моделях катагенеза [4, 5, 8, 9], так называемых балансовых моделях, построенных на экспериментальном материале, верхняя зона газообразования (или раннекатагенетическая зона метанообразования) отвечает подстадии протокатагенеза и температурному интервалу 20–60°C (у И.В. Высоцкого [5] подошва зоны соответствует температурам от 50°C до 75°C). По данным Дж.Коннана (1974), составившего обобщенный по различным зарубежным нефтегазоносным бассейнам график связи между температурой и временем процесса образования нефти и газа [10], порог интенсивного образования нефти для мелового периода соответствует температуре 47–55°.

Приводимые в статье температурные и катагенетические интервалы зон генерации УВ, по-видимому, соответствуют теоретической расчетной модели, полученной в работе [2] на основе химико-кинетического подхода с использованием пиролитического анализа. Такие модели получили распространение в последний период, особенно в работах зарубежных нефтяных производственных и научно-исследовательских компаний. От балансовых моделей, базирующихся на изучении изменения химического и группового состава ОВ и продуктов, образующихся при катагенезе в природных условиях в различных литолого-фациальных и термодинамических обстановках, химико-кинетические модели отличаются сдвигом фазы нефтеобразования в более жесткие термодинамические условия. Это обстоятельство вызывает сомнение в универсальности таких моделей и их адекватности природным условиям.

Авторы статьи слишком упрощенно интерпретируют плотностное поле верхнемеловых отложений, связывая зону пониженных значений плотности с распространением здесь резервуаров с хорошими коллекторскими свойствами и выделяя зону нефтегазонакопления. Не отрицая в принципе возможности присутствия здесь резервуарных толщ (красноярковской и найбинской свит) с порово-трещинным типом коллектора, следует заметить, что аналогичный эффект пониженного плотностного поля может давать и присутствие в разрезе верхнемеловых отложений толщ с аномально высоким поровым и пластовым давлениями. Такие толщи с явлениями недоуплотнения могут присутствовать в отложениях быковской свиты, характеризующихся большой мощностью и однородным глинистым составом.

Это обстоятельство очень важно для положительной оценки перспектив нефтегазоносности верхнего мела, поскольку именно в таком варианте строения его разреза в нем будут присутствовать не только аккумулярующие, но и экранирующие толщи. В этом случае глины, аргиллиты быковской свиты будут выполнять роль зонального флюидоупора с высокими изолирующими свойствами для одной из двух потенциальных резервуарных толщ верхнего мела – найбинской свиты. Вариант интерпретации пониженного плотностного поля как эффекта присутствия высокопроницаемой зоны трещиноватости исключает благоприятные условия формирования здесь крупных скоплений углеводородов из-за отсутствия надежных покрышек.

К сожалению, выбор предпочтительного варианта не возможен из-за недостаточной детальности геоплотностного моделирования, выполненного в объеме всего верхнего мела без учета его расчлененности на литологические комплексы и выделения стратиграфических уровней распространения потенциальных резервуарных толщ как объектов моделирования. В то время как для оценки возможности присутствия коллекторов в красноярковской и найбинской свитах – потенциальных резервуарных толщах – желательно иметь плотностную характеристику отложений именно этих уровней, очищенную от влияния такого сильного возмущающего фактора, как разуплотненные или (и) недоуплотненные глины быковской свиты.

По уровню постседиментационной преобразованности пород отложения верхнего мела на большей части участка (центр и запад) находятся в катагенетической зоне МК<sub>2</sub>-МК<sub>3</sub> (глубина максимального погружения более 3,5 км), для которой характерно ухудшение не только коллекторских свойств резервуаров, но и экранирующих свойств покрышек, приводящее к разрушению залежей УВ, сформированных на более ранних стадиях катагенеза [7]. Поэтому

на основе результатов бурения на Большехолмской площади более корректно говорить о реальности процессов нефтегазообразования в верхнемеловых отложениях в прошлые эпохи, чем о перспективности этих отложений. Нефтегазоперспективность верхнего мела эти результаты как раз не подтверждают. Они говорят о его низкой перспективности, поскольку вскрытый разрез по уровню катагенетической преобразованности находится в зоне разрушающихся остаточных залежей УВ.

Вообще, уровень катагенетической преобразованности отложений верхнего мела на Сахалине в большинстве случаев является решающим критерием их нефтегазоносности. На большей части территории Сахалина уровень катагенетической преобразованности ОВ верхнемеловых отложений соответствует МК<sub>2</sub> и более высоким стадиям катагенеза. В подавляющем большинстве случаев наблюдаемые в этих отложениях поверхностные и скважинные нефтегазопоявления – это свидетельство их нефтегазоносности в прошлом геологическом времени.

Проблема поисков нефти и газа в отложениях верхнего мела – это проблема выявления участков распространения потенциально нефтегазоносных комплексов, находящихся в катагенетической зоне оптимального нефтегазонакопления, либо сохранивших качество резервуара на более высоких стадиях катагенеза. Последнему благоприятствуют обычно высокое литологическое качество резервуара, формирование кавернозно-трещинного коллектора, аномально высокое внутррезервуарное давление. По имеющейся информации, участки распространения зоны оптимального нефтегазонакопления (соответствует стадиям катагенеза ПК<sub>3</sub>-МК<sub>1</sub> и глубине максимального погружения 1,5–3 км [3]) в отложениях верхнего мела локализованы, в основном, в пределах Крильонского поднятия и соседних структур. Одним из таких участков может быть восточная часть рассматриваемого в статье района, приуроченная к южному звену Центрально-Сахалинского разлома.

Такой же упрощенной является схема прогноза фазового состояния возможных залежей УВ. На основе анализа карт палеотемператур, который применяют для такого прогноза авторы статьи, корректней говорить о температурных условиях, благоприятных для генерации углеводородов в определенном фазовом состоянии. Что касается прогноза фазового состояния аккумулярованных скоплений УВ, то кроме учета условий генерации необходим анализ условий миграции, аккумуляции и консервации этих скоплений. Одним из важнейших элементов этого анализа являются палеотектонические реконструкции, которые присутствуют в алгоритме исследований авторов статьи, но, по-видимому, не использованы для такого прогноза. С учетом этих факторов более обоснованным будет вывод о возможном распространении даже в восточной части района только газовых и газоконденсатных залежей. Возможные нефтяные залежи, которые здесь могли сформироваться в эпоху накопления меловых и палеогеновых осадков, впоследствии были эродированы и (или) разрушены при нарушении условий консервации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов Б.Д., Свитенко В.С., Юрочко А.И. Некоторые особенности гидрогеологии верхнемиоценовых отложений Сусунайского межгорного прогиба Южного Сахалина // Геология нефти и газа. 1980. № 1. С. 22–26.
2. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика. 1997. № 6. С. 1070–1078.
3. Варнавский В.Г., Коблов Э.Г., Буценко Р.Л. и др. Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности. М.: Наука, 1990. 270 с.
4. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 368 с.
5. Высоцкий И.В. Вертикальная зональность в образовании и распределении скоплений углеводородов // Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967, С. 201–208.
6. Галкина М.В. Катагенез органического вещества осадочных толщ Северного Сахалина: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Уфа, 1997. 20 с.
7. Коблов Э.Г. Закономерности размещения и условия формирования месторождений нефти и газа Сахалинской нефтегазоносной области // Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа. М.: Науч. мир, 1997. С. 3–25.
8. Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 250 с.
9. Неручев С.Г. К изучению главной фазы нефтеобразования // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 43–49.
10. Хант Дж. Геохимия и геология нефти. М.: Мир, 1982. 704 с.

**ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)****Ю.С. Бретштейн\*, Ю.Д. Захаров\*\*, А.В. Климова\****\* Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск**\*\* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Проведены рекогносцировочные палеомагнитные исследования раннетриасовых терригенных комплексов на четырех разрезах Южного Приморья, которые сопоставлены с ранее полученными результатами по другим триасовым объектам, а также с биостратиграфическими данными. Изучены петромагнитные характеристики, в частности – параметры магнитной анизотропии, которые свидетельствуют об отсутствии значительных постседиментационных тектонических деформаций, влиявших на характер распределения намагниченности. Полученные палеомагнитные данные подтверждены высокотемпературным ступенчатым терморазмагничиванием с применением компонентного анализа и современных графо-аналитических методов тестирования при выделении характеристических компонент  $I_n$  и определении их природы. Для отдельных геологических разрезов выявлена дисперсия определений, обусловленная возможным присутствием син- и постскладчатой компонент  $I_n$ . Рассчитанный палеомагнитный полюс для триаса Южного Приморья расположен на пересечении трендов кажущейся миграции палеополюса для Сибирской и Северо-Китайской платформ и близок к позиции современного геомагнитного полюса.

**Ключевые слова:** палеомагнетизм, биостратиграфия, триас, палеомагнитный полюс, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

Как показали уже первые палеомагнитные исследования фанерозойских комплексов складчатых поясов Дальнего Востока [1, 2, 7], одной из важнейших проблем является выявление палеомагнитно представительных пород при их сопоставлении с общегеологическими и биостратиграфическими данными. Часто даже магнитостабильные горные породы оказываются перемагниченными (их палеомагнитный возраст не соответствует возрасту формирования соответствующих толщ). Многие терригенно-осадочные комплексы оказываются вообще непригодными для изучения, ввиду чрезвычайно слабой намагниченности пород и ее неустойчивости при лабораторных исследованиях, что препятствует выделению стабильной характеристической компоненты  $I_n$ . Кроме того, сама задача сравнения возрастных параметров на основе достаточно условных критериев сопоставления разноранговых характеристик – биостратиграфических (качественных) и палеомагнитных (статистических) –, строго говоря, является неоднозначной и часто бывает весьма затруднительной.

Особенно сложно оценить потенциальные возможности такой корреляции на начальных этапах исследований. Достаточно детальное расчленение нижне- и среднетриасовых отложений в Приморье [3–6, 8] до настоящего времени, к сожалению, не сопровождалось качественными палеомагнитными определениями. Как показывает практика изучения геологических разрезов фанерозоя в складчатых поясах, предпринимаемые попытки использовать палеомагнитные характеристики для этой цели [20, 24, 26] не всегда являются успешными, а в ряде случаев и вовсе не возможны. Для детального сопоставления конкретных разрезов на различных биостратиграфических уровнях необходим выбор представительных геологических объектов и детальное (послойное) их изучение, а также совпадение целого ряда благоприятных обстоятельств – кроме хорошей фаунистической привязки, наличие также (и прежде всего) достаточно магнитных и стабильных пород, где сохранилась доскладчатая (близкая первичной) намагниченность. На первом этапе изучения таких объектов, вероятно, следует значительное внимание уделять таким петромагнитным характеристикам, как магнитная анизотропия осадочных пород, изучение которой



позволяет опосредованно оценить степень деформированности осадочных пород и влияние стресса на характер (тип) остаточной намагниченности и, в частности, отклонение от первоначального направления вектора  $I_n$  [5, 9]. При этом различные виды магнитной анизотропии (магнитной восприимчивости – **AMS**, идеальной остаточной намагниченности – **AARM**, изотермической остаточной намагниченности – **AIRM**) могут отражать преимущественный вклад зерен ферримагнитных минералов разного класса (парамагнитных, однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных).

Немаловажное значение имеет также диагностика характеристической и синскладчатой компонент  $I_n$  [15], которые могут фиксировать время до и в период складкообразования, а отнюдь не период формирования т. н. первичной намагниченности, отвечающей эпохе (возрасту) осадконакопления. Значительно возросшие требования к методике обработки и качеству палеомагнитных данных, выявление целого ряда новых факторов, влияющих на их правильную интерпретацию, заставляют более осторожно относиться к вновь получаемым результатам, уточнять и часто пересматривать в процессе исследований итоги ранее проведенных работ. В связи с развитием новых палеомагнитных «технологий» обработки результатов, а также получения новых данных о природе и механизме формирования намагниченности в горных породах (в т. ч. возможном влиянии на направление  $I_n$  пьезодинамической намагниченности и анизотропии), палеомагнитным сообществом подвергнуто существенной ревизии большинство данных, полученных ранее начала 90-х годов. Некритичное использование палеомагнитных определений без должной оценки их качества и применяемых методик выделения характеристических компонент может дать ложные результаты и привести лишь к дискредитации метода.

Таким образом, следует подчеркнуть, что спектр проблем, связанных с использованием палеомагнитных результатов в сочетании с биостратиграфическими данными (которые, разумеется, также должны быть представительными), достаточно широк и вызывает необходимость в строгом подходе при использовании и отбраковке палеомагнитных определений, получение которых должно основываться на применении всего комплекса современных методических тестов и математических приемов обработки.

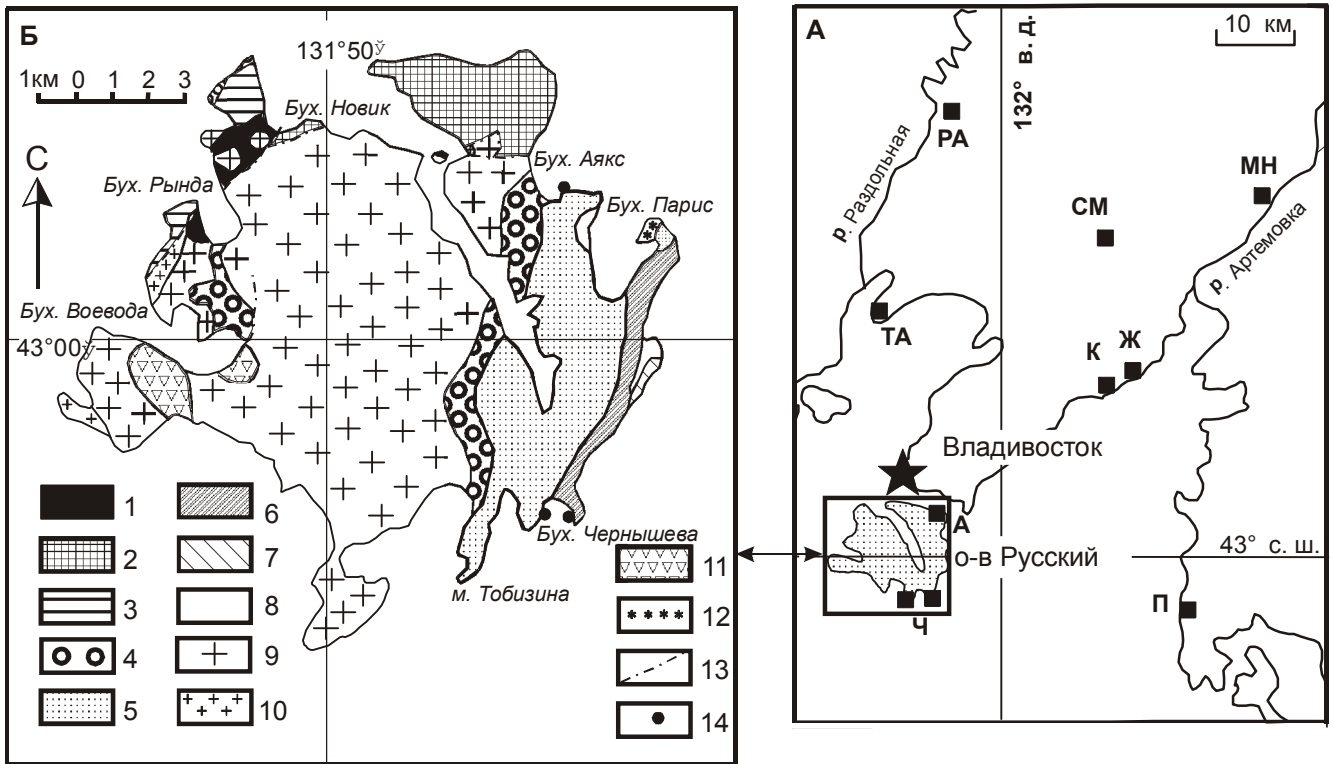
В данной работе предпринята попытка на пилотных коллекциях предварительно оценить принципиальную возможность использовать для этой цели отобранный полевой материал с тем, чтобы, в зависимос-

ти от результата, в дальнейшем расширить или сузить круг изучаемых объектов. В частности, полученные предварительные палеомагнитные результаты по триасовым породам разрезов острова Русского, мыса Три Камня сравниваются с некоторыми ранее опубликованными данными по этим объектам, в том числе с результатами из других районов Южного Приморья [1, 7]. Как будет показано ниже, при общей, достаточно удовлетворительной сходимости результатов распределение направлений отличается значительной дисперсией. Вследствие этого (а также сравнительно небольших по объему сравниваемых выборок), приводимые в данной работе палеомагнитные данные для триаса следует считать предварительными.

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ И МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами изучены четыре объекта на юге Приморья, где развиты ниже- и среднетриасовые отложения. Это остров Русский (всего три разреза – два в бухте Чернышева, один – в бухте Аякс), мыс Три Камня (на восточном побережье полуострова Муравьева-Амурского), карьер СМВД к югу от г. Артема и точка на правом берегу р. Артемовки, к югу от пос. Многоудобное (рис. 1.). Породы о-ва Русского представлены триасовым терригенным комплексом, полого и несогласно залегающим на гранитоидах предположительно раннепалеозойского возраста. Последние вместе с ксенолитами метаморфизованных докембрийских (?) пород путятинской свиты, а также пермскими вулканогенно-осадочными породами поспеловской и владивостокской свит слагают здесь ядро антиклинальной складки. Триасовые песчаники в бухтах Аякс и Чернышева, где отбирались палеомагнитные образцы, представляют собой юго-восточное крыло этой складки, с довольно пологим залеганием (10–20 градусов).

В бухте Аякс базальные конгломераты триаса (около 100 м) залегают с размывом непосредственно на гранитоидах. Поверхность размыва неровная (с карманами размыва), извилистая, с углами падения до 18–20°. Вышележащие конгломераты залегают полого (Аз. пад. 140–160, угол 17–21 град.). Исследованный разрез сложен полимиктовыми песчаниками и известковистыми песчаниками-ракушечниками, охарактеризованными двустворчатыми моллюсками (*Entolium microtis* (Witt.), *Leptochondria minima* (Kipar.), аммоноидеями (*Hedenstroemia bosphorensis* Zakh., *Arctoceras septentrionale* (Dien.), *Meekoceras subcristatum* Kipar.) [4, 8, 28] и конодонтами (*Furnishius triserratus* Clark) [3].



**Рис. 1.** Схема расположения районов изучения триасовых пород в Южном Приморье (А) и схематическая геологическая карта о-ва Русский (составлена по материалам Ю.Д. Захарова) (Б).

А – бухта Аякс, Ч – бухта Чернышева, К – Три Камня, СМ – карьер Сמיד, МН – Многоудобное; объекты, изученные ранее [1], данные по которым использованы в статье: П – Подъяпольское, Ж – район побережья возле д/о "Жемчужина", ТА – Тавричанка, РА – Раздольное. 1 – плочатые слюдястые сланцы путятинской свиты предположительно докембрийского возраста, 2 – песчаники и алевролиты поспеловской свиты (болорский и кубергандинский ярусы нижней и средней перми), 3 – туфогенные отложения нижней подсвиты владивостокской свиты (мургабский ярус средней перми), 4 – песчаники лазуринской свиты (индский ярус нижнего триаса), 5 – песчаники, известняки и алевролиты тобизинской, шмидтовской и житковской свит (оленекский ярус нижнего триаса), 6 – песчаные алевролиты каразинской свиты (анизийский ярус среднего триаса), 7 – грубозернистые песчаники свиты реки Богатая (верхняя часть ладинского яруса среднего триаса), 8 – террасовые отложения четвертичного возраста, 9 – гранитоиды предположительно раннепалеозойского возраста, 10 – гранит-порфиры позднепермского возраста, 11 – андезиты позднепермского возраста, 12 – фельзит-порфиры мелового возраста, 13 – предполагаемые разрывные нарушения, 14 – места отбора палеомагнитных проб.

Породы западной части бухты Чернышева представлены алевроаргиллитами и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, известковистыми песчаниками-ракушечниками, охарактеризованными двустворками (*Gervillia exprorecta* Leps.) и аммоноидеями (*Neocolumbites insignis* Zakh., *Columbites ussuriensis* Burij et Zharn., *Khvalinites unicum* (Kipar.)) позднеоленекского возраста [28].

В восточной части бухты Чернышева развиты преимущественно песчаные алевролиты с остатками раннеанизийских *Balatonites* sp. indet. [6].

Песчано-глинистые отложения в северной части карьера СМИД у г. Артема охарактеризованы многочисленными двустворками (*Posidonia* sp.) и аммоноидеями (*Anasibirites nevolini* Burij et Zharn., *Arctoceras*

sp.), в южной его части – редкими аммоноидеями (*Leiophyllites* sp.) раннеанизийского возраста среднего триаса. Подстилающие породы здесь не вскрыты, в окрестностях известны пермские известняки чанда-лазского горизонта (мидийский ярус). Залегание пород нижнего и среднего триаса моноклиналиное ЮЮЗ 30–48 градусов.

В районе мыса Три Камня базальные слои индского яруса нижнего триаса с размывом залегают на кислых эфузивах владивостокской свиты средней перми. Здесь опробованы известковистые песчаники-ракушечники с аммоноидеями *Hedenstroemia bosphorensis* Zakh, *Arctoceras septentrionale* (Dien), *Meekoceras subcrisatum* Kipar., которые образуют периклинали с СВ и ЮВ падением.

Изученные возле с. Многоудобное породы представлены поздне триасовыми известковистыми алевролитами.

Отбор ориентированных штуфов для палеомагнитных исследований осуществлялся вручную с ориентировкой маркируемых плоскостей с помощью горного компаса. Из каждого штуфа выпиливались по 2–4 кубика размером 2×2×2 см. Не менее 2-х из них впоследствии были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию в лабораториях Института тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН и Института тектоники Калифорнийского университета (США). Для исключения воздействия внешних магнитных полей на образцы во время их нагрева и последующих измерений в ИТиГ ДВО РАН использовалась специальная печь с трехслойным пермаллоевым экраном, а измерительный прибор (рок-генератор JR-4) помещался в кольца Гельмгольца. В лаборатории Калифорнийского университета измерения проводились на криогенном магнитометре в экранированном немагнитном помещении.

Количество ступеней терморазмагничивания было различным – от 6 до 12 в интервале от 150 до 690°C. Для некоторых сильно вязких образцов чистка завершалась уже при 350–400°C, когда величина измеряемой намагниченности оказывалась сопоставимой с пределом чувствительности аппаратуры и уровнем помех. После каждого цикла нагрева измерялась естественная остаточная намагниченность  $I_n$  и (для части образцов) их магнитная восприимчивость  $K$  (на каппаметре **KLY-2**) – с целью контроля минералогических изменений в образцах в ходе термочистки. Кроме того, до нагревов (либо на образцах-дублях) определялись тензорные и скалярные характеристики анизотропии магнитной восприимчивости (таб. 1).

Носители намагниченности диагностировались с помощью термомагнитного анализа намагниченности насыщения  $I_s(T)$ . Диагностика минералов – потенциальных носителей  $I_n$  – осуществлялась по их блокирующим температурам ( $T_0$ ), либо характерным

перегибам, фиксирующим фазовые превращения (не всегда, однако, явно выраженным) для пород, содержащих маггемит или сульфиды. К сожалению, вследствие чрезвычайно малой концентрации ферромагнетиков в породах, не удалось снять достоверных кривых  $I_n(T)$ .

Обработка результатов термочистки осуществлялась с использованием пакетов графо-аналитических прикладных компьютерных программ Р. Энкина и С. В. Шипунова. Для выделения характеристических компонент  $I_n$  широко применялся компонентный анализ [23] с последующим использованием различных модификаций тестов складки [13–17, 25, 27], а также тест на синскладчатость выделенных компонент намагниченности [15]. При компонентном анализе (обычно использовалось 4–6, но не менее 3-х точек) оценивалось направление  $I_n$  в диапазоне нагрева выше 300–350°C (преимущественно 400–600°C) с целью выхода за пределы температурного интервала возможного влияния выделенных низкотемпературных компонент, обусловленных такими носителями, как маггемит и пирротин, а также вязкой составляющей  $I_n$ . Исключение составляли отдельные образцы с незначительной долей намагниченности выше 450 градусов. В этих случаях в интервал анализа включались направления (компоненты), выделенные в диапазоне 300–450°C. Когда не удавалось успешно довести размагничивание до высоких температур и уверенно применить компонентный анализ, широко использовался метод пересечения кругов перемагничивания – метод Холлса [21]. В качестве меры относительной представительности выделяемых высокотемпературных компонент по соотношению  $I_n/I_{n20}$  определялась доля вязкой (маггемитовой) составляющей в составе последней.

Для иллюстрации полученных результатов использованы стандартные формы отображения палеомагнитных данных – диаграммы Зийдервельда [32], стереограммы распределения  $I_n$  на сфере и графики терморазмагничивания  $I_n(T)$  [11].

**Таблица 1. Петромагнитные характеристики триасовых пород Южного Приморья.**

№ п/п	Район	N	З		k	$I_n$	Em	Am	Bm	$k_1$		$k_2$		$k_3$		Q
										D	I	D	I	D	I	
1	о-в Русский	11	52	10	207	2,21	1,016	1,002	1,014	335	6	246	-9	208	9	0,137
2	СМИД	8	189	32	163	0,93	1,012	1,005	1,006	328	-21	242	12	0	65	0,559
3	Многоудобное	10	149	52	180	1,20	1,010	1,004	1,005	57	-5	146	14	347	75	0,603
4	Три Камня	7	125	40	195	1,70	1,017	1,011	1,005	46	1	135	-24	138	65	1,030

*Примечание.* N – количество определений; З – элементы залегания пластов: средние значения азимута и угла падения (в град.); k, ( $I_n$ ) – средние значения магнитной восприимчивости (в  $10^{-6}$  ед. СИ), естественной остаточной намагниченности (в мА/м);  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  – главные оси тензорного эллипсоида магнитной восприимчивости; D, I – средние склонение и наклонение осей эллипсоида в современных координатах; Em =  $k_1/k_3$ ; Am =  $k_1/k_2$ ; Bm =  $k_2/k_3$ ; Q =  $(k_1 - k_2) / [(k_1 + k_2) / 2 - k_3]$ .

### РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

По данным термомагнитного анализа единственным носителем  $I_n$  в изученных породах являются одно- и псевдооднородные зерна магнетита (присутствует во всех разрезах). Следует указать на неблагоприятные условия диагностики ферромагнитной фазы тонкодисперсных осадочных пород, ввиду чрезвычайно низкой ее концентрации, обуславливающей и низкую их намагниченность. Значения  $I_n$ , как правило, не превышают десятые, реже первые единицы мА/м, которые в процессе нагревов (часто уже после 300–350°C) составляют величину порядка сотых. Парамагнитные частицы существенно затушевают вклад в намагниченность насыщения структурированных магнетитовых зерен, поскольку на кривых  $I_s(T)$ , имеющих (особенно в начальном интервале нагрева) часто вогнутый гиперболический облик, лишь на конечных интервалах кривой наблюдается прямолинейный градиентный спад, характеризующий блокирующую температуру зерен магнетита, незначительная концентрация которых в породе, вероятно, и обуславливает вклад в стабильную часть  $I_n$ .

Основные петромагнитные характеристики исследованных пород приведены в таблице 1.

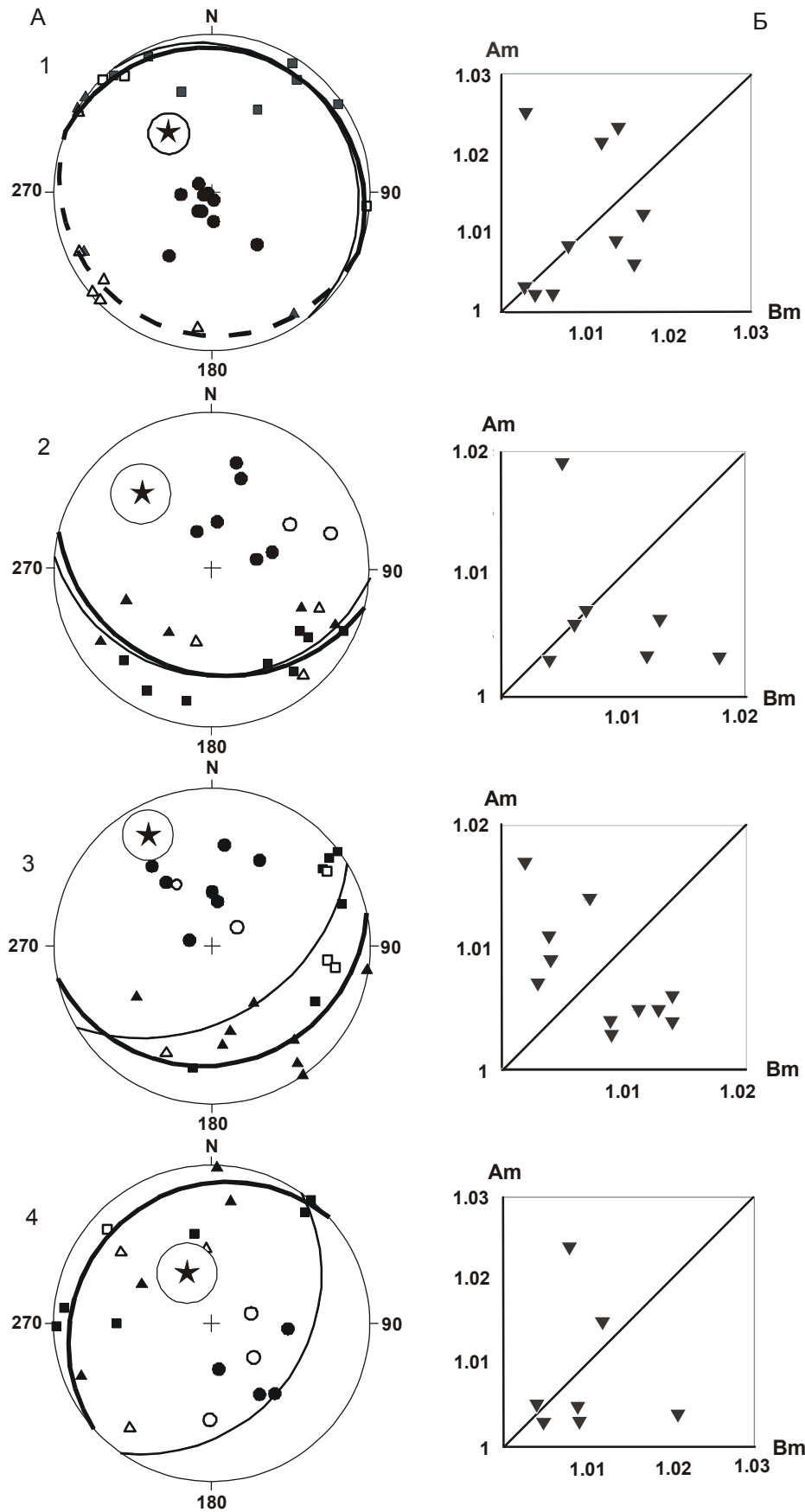
Величина намагниченности мала и варьирует незначительно, колеблясь в пределах первых единиц мА/м. Обращают на себя внимание достаточно низкие отношения величины  $I_n/I_{n20}$  для всех изученных объектов, что вообще характерно для осадочных пород региона. Стабильная высокотемпературная компонента  $I_n$  (400°C и выше), не связанная с вторичными минералами-носителями вроде маггемита, обычно составляет 0.2–0.5 доли ее исходной величины.

Значения магнитной восприимчивости не превышают первых сотен  $10^{-6}$  ед. СИ. Общая анизотропия магнитной восприимчивости (AMS), рассчитанная по скалярным характеристикам распределения осей тензорного трехосного эллипсоида AMS [22], характеризующая отношение большой и малой осей последнего, не превышает нескольких процентов. Несмотря на малую величину нами было проведено исследование скалярных и векторных характеристик анизотропии магнитной восприимчивости. На рис. 2 представлены стереограммы распределения на сфере проекций главных осей тензорного эллипсоида магнитной восприимчивости. Как видно на диаграммах Флинна, для осадочных пород изученных разрезов наиболее характерен слоистый тип анизотропии ( $B_m > A_m$ ), в меньшей степени – линейный ( $A_m > B_m$ ). Наряду с малой (как правило, менее

0.70) величиной анизотропного параметра  $Q$ , это может свидетельствовать об отсутствии существенных структурных трансформаций после завершения процесса седиментации и литификации осадков. В пользу этого говорит и сравнительно слабо проявленная складчатость в пределах изучавшихся объектов (преобладание относительно пологих наклонов пластов, отсутствие значительных зон смятия и будинажа).

Для всех пород, кроме песчаников объекта Три Камня, наблюдается достаточно явная приуроченность рассчитанных плоскостей анизотропии к наблюдаемым плоскостям слоистости. Наиболее четко это проявлено в песчаниках и алевролитах острова Русского, отчасти разрезов СМВД и Многоудобное. Как известно [22], направление оси  $Kc$  ( $min$ ) всегда располагается перпендикулярно к плоскости слоистости пород и параллельно оси максимального сжатия. Направление оси  $Ka$  ( $max$ ) AMS параллельно линейности в породах и лежит в плоскости слоистости, располагаясь перпендикулярно к направлению главного сжатия и, соответственно, параллельно направлению максимального растяжения. Эти эффекты всегда сопровождают пластические деформации, как при литификации (уплотнении, обезвоживании) осадков, так и в результате воздействия высоких температур и давлений при метаморфических процессах. Хотя AMS в породах обусловлена чаще всего характером распределения крупных магнетитовых зерен, а также частиц различных парамагнитных минералов, за стабильную  $I_n$  в тех же образцах ответственные фракции мелких (одно- и псевдооднородных) зерен магнетита. Их распределение может давать различную информацию относительно  $I_n$  и AMS для одних и тех же образцов. Практика наших исследований в смежных районах дальневосточного региона и Забайкалья полностью подтвердила эти положения.

Вследствие метаморфизма, под воздействием флюидов, давления и температуры магнитные свойства пород также изменяются. При определенных условиях, даже при относительно невысоких температурах (~400°C), новообразование зерен магнетита может происходить вследствие высокой растворимости железа в хлоридных растворах. Это приводит к росту (образованию) вторичных мелких зерен магнетита (в т. ч. из силикатов), которые приобретают химическую намагниченность. То же относится к наложенной пирротиновой минерализации. Все это может существенно осложнить (исказить) первичное распределение направлений как  $I_n$ , так и осей AMS. Таким образом, наблюдаемое их распределение часто отражает весьма сложную картину (результат) влияния на породу целого ряда как первичных (гене-



**Рис. 2.** Характеристика анизотропии магнитной восприимчивости триасовых пород .

**А** – Распределение проекций направлений главных осей эллипсоида AMS и среднего направления вектора намагниченности  $I_n$  на сфере. Квадраты, треугольники и кружки – залитые (полые) значки – проекции большой, средней и малой осей эллипсоида на нижнюю (верхнюю) полушару. Звездочка и кружок – направление вектора  $I_n$  и овал доверия ( $p=0.95$ ). Тонкие линии – проекции плоскостей падения пластов на нижнюю полушару. Утолщенные сплошные и штриховые линии – проекции плоскостей магнитной анизотропии (тензорное распределение большой и средней осей эллипсоида AMS ) на нижнюю и верхнюю полушары, соответственно.

**Б** – Диаграммы Флинна. Распределение скалярных значений параметров AMS.

1 – остров Русский, 2 – Смид, 3 – Многоудобное, 4 – Три Камня.

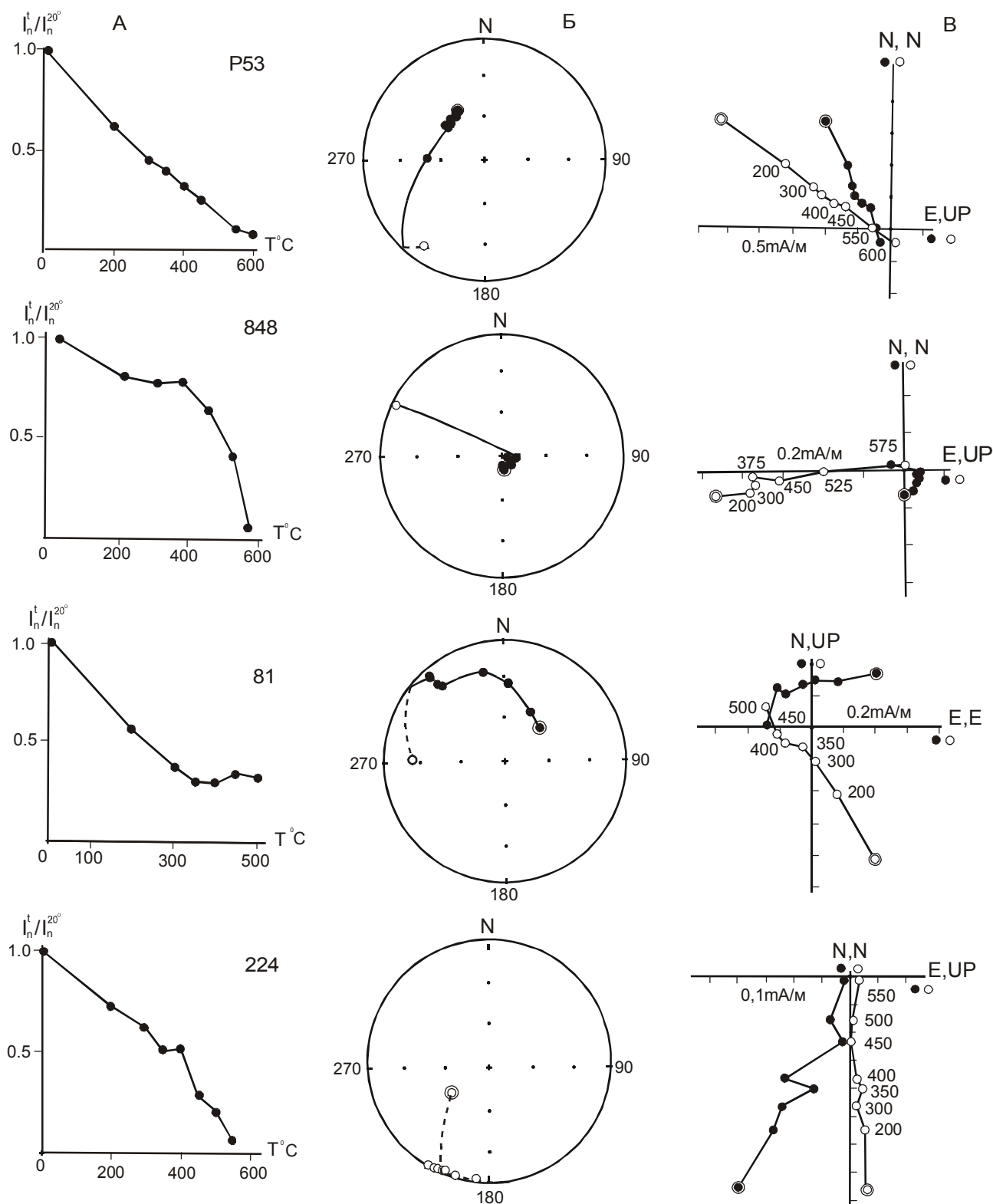


Рис. 3. Результаты ступенчатого терморазмагничивания горных пород.

А – Типовые графики  $I_n(T)$ ; Б – стереограммы распределения векторов  $I_n$  по результатам ступенчатого терморазмагничивания образцов; В – диаграммы Зейдervильда.

Залитые (полые) кружки на стереограммах – проекции векторов  $I_n$  на нижнюю (верхнюю) полусферу. Залитые (полые) значки на диаграммах Зейдervильда – проекции векторов  $I_n$  на горизонтальную (вертикальную) плоскость, соответственно. Двойные кружки – начальные положения векторов  $I_n$ . Стратиграфическая система координат. 224 – номер образца.

тических), так и вторичных, более поздних (наложенных) факторов. В нашем случае, в особенности для пород острова Русского, этого мы, к счастью, не наблюдаем: тензорное распределение осей достаточно закономерное и близко к "классическому" для недеформированных осадков. В пользу этого также свидетельствуют и достаточно выдержанные пологие наклоны на всех трех точках рекогносцировочного отбора.

Результаты ступенчатого терморазмагничивания образцов приведены на рис. 3. Обычно вязкая составляющая  $I_n$  незначительна, как правило, наблюдается одна компонента, которая наиболее четко выделяется в интервалах нагрева после 350–400°C. Во многих образцах выделенная выше этой температуры компонента не спадает к началу координат, что может свидетельствовать о наличии еще одной компоненты  $I_n$ . Однако слабость магнитного сигнала, лабораторное подмагничивание, связанное с минералогическими изменениями при высокой температуре, не позволяют идентифицировать ее. В связи с нестабильностью к нагревам, часть образцов была вообще забракована. В таблице 2 приведены основные палеомагнитные характеристики пород изученных разрезов, куда также дополнительно включены (для сравнения) данные по четырем смежным объектам из работы [1]. Сходимость результатов и кучность

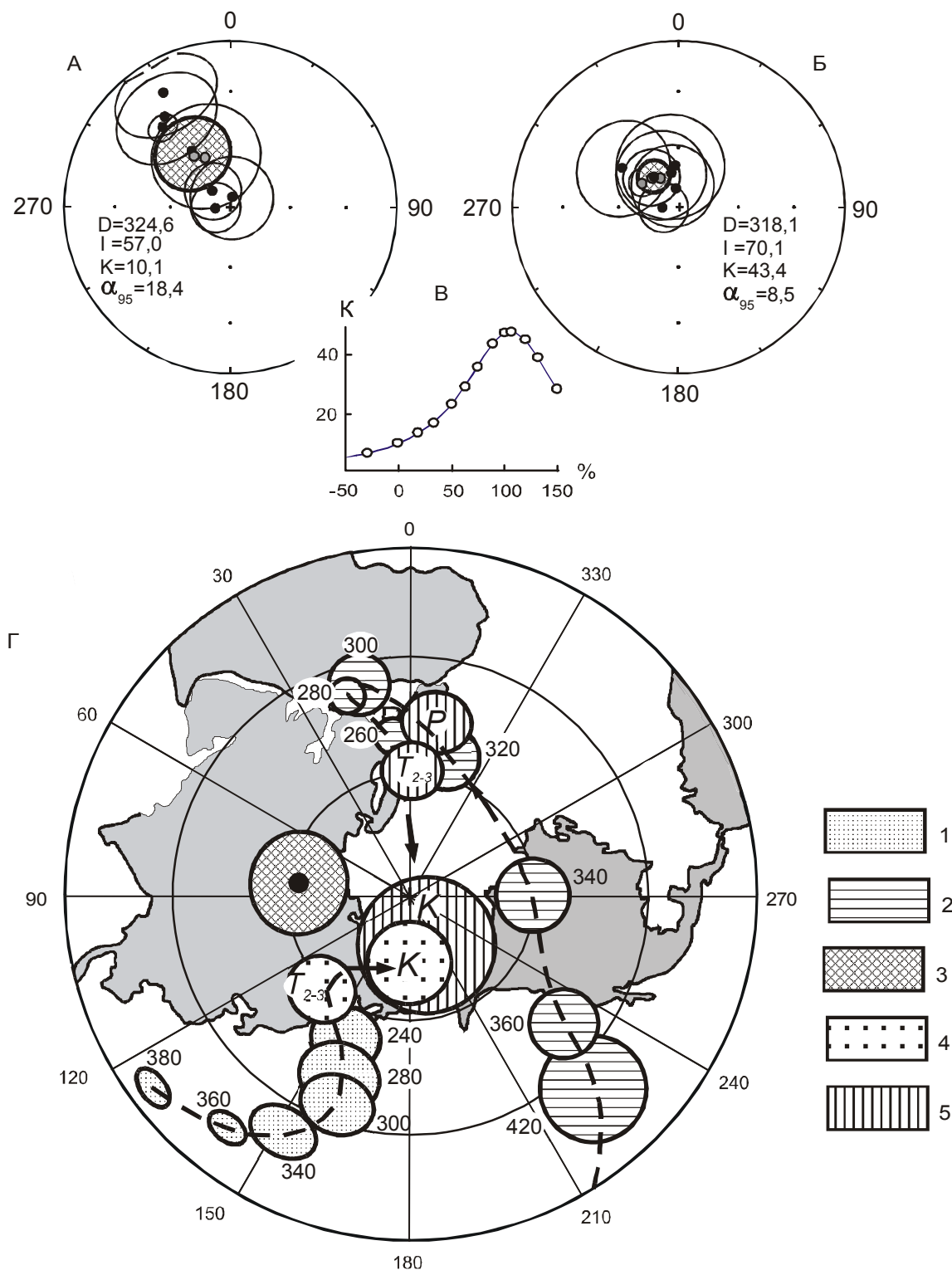
распределения направлений в различных системах координат практически не отличаются, поскольку залегание пород почти везде моноклинальное. Однако в случае комбинированного использования метода ступенчатого распрямления складок [27] и метода малых кругов [15] кучность распределения увеличивается. Это достигается при 40–50 %-ном распрямлении для пород о-ва Русского и разреза Три Камня, а также при 34 % и 88 % степени деформации пород (объектов д/о Жемчужина и Подъяпольское) при использовании метода малых кругов. В целом, палеомагнитные результаты по разрезам о-ва Русского и Три Камня оказались близкими к ранее опубликованным данным по этим объектам [7, 29].

Группирование всех восьми триасовых разрезов (три обнажения в пределах о-ва Русского, ввиду малого количества образцов, объединены при расчете в один объект) дает значительно лучшую сходимость в древней и синскладчатой системах координат (рис. 4 – А, Б, В). Представленное здесь распределение средних направлений выделенных высокотемпературных (> 350–400°) компонент  $I_n$  свидетельствует о том, что в древней системе координат палеомагнитные направления объектов образуют более кучное распределение (величина  $K_s/K_g = 4.30$ ). По всем "формальным" статистическим параметрам различных модификаций тестов складки выделенная

Таблица 2. Палеомагнитные характеристики триасовых пород Южного Приморья.

№ п/п	Район	N	ССК				ДСК				МПР и ММК				%
			D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K	$\alpha_{95}$	
1	о-в Русский 43.0 131	14/13	325.6	55.5	10.6	13.4	324.8	58.0	10.9	13.1	325.8	57.3	12.8	12.0	50
2	Три Камня 43.2 132.1	12/10	333.9	60.8	4.1	27.2	37.4	73.8	3.9	28.2	348.9	68.9	4.3	26.7	40
3	СМИД 43.3 132.2	10/9	316.2	34.9	4.6	26.9	297.1	53.9	5.4	24.5	297.1	53.9	5.4	24.5	100
4	Многоудобное 43.5 132.5	13/13	329.9	20.2	4.3	22.8	331.7	71.5	4.4	22.4	331.7	71.5	4.4	22.4	100
5	Раздольное* 43.5 131.9	8/6	4.9	85.2	12	20.6	344.8	78.8	12	20.6	344.8	78.8	-	20.6	0
6	Тавричанка* 43.3 131.8	10/7	269.6	82.4	25	2.3	219.0	77.0	22	13.2	269.4	82.4	-	2.3	100
7	д/о Жемчужина* 43.2 132.2	10/9	319.5	36.1	71	6.2	299.2	71.7	54	7.1	304.8	68.1	-	6.9	34
8	Подъяпольское* 42.9 132.3	9/8	312.2	77.9	17	13.8	321.7	54.5	16	14.5	318.1	69.8	-	14.1	88
	Среднее 43.2 132.1	8	324.6	57.0	10.1	18.4	318.1	71.4	22.2	12.0	318.6	70.1	43.4	8.5	-

Примечание. N – число независимо ориентированных штучек изученных / использованных для расчета средних направлений; ССК (ДСК) – современная (древняя) системы координат; МПР (ММК) – методы пропорционального распрямления [27] (малых кругов [15]); D (I) – палеомагнитное склонение (наклонение); K – кучность,  $\alpha_{95}$  – радиус круга доверия (в градусах); % – величина пропорционального распрямления складок для объектов 1–4 (при которой достигается максимальная кучность) и степень деформации (в % от современного угла падения), при которой была приобретена намагниченность для пород объектов 5–8 (помечены звездочкой, данные взяты из работы [1]).



**Рис. 4.** Палеомагнитная характеристика триасовых пород Южного Приморья.

Распределение средних направлений  $I_n$  в изученных разрезах: А (Б) – современная (древняя) системы координат; кружки вокруг точек – овалы доверия, утолщенные овалы – среднее для восьми групп (заштриховано). В – график изменения кучности палеомагнитных направлений при ступенчатом пропорциональном распрямлении слоев; Г – позиции палеополюса и траектории кажущегося движения полюса для Сибирской (1) и Северо-Китайской (2) платформ (по [10], цифры возле овалов – млн лет); 3 – позиция палеополюса для группы разрезов Южного Приморья (с включением данных из [1]; 4, 5 – позиции палеополюса для перми (Р), среднего-верхнего триаса (Т<sub>2-3</sub>) и мела (К). 4 – Сибирская, 5 – Северо-Китайская платформы (по [11, 31]).



высокотемпературная характеристическая компонента является доскладчатой. Естественно, все выводы о направлении интерпретируемой компоненты здесь и далее даются в древней системе координат. Вместе с тем, учитывая характер поведения кривых при терморазмагничивании и различную разрешающую способность методов тестирования, нельзя совершенно исключить наличия в породах и постскладчатой компоненты. В пользу этого может говорить, в частности, дисперсия распределения направлений и перекрытие доверительных интервалов средних направлений  $I_n$  и направления современного (послемелового) перемещения.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Хотя указанное выше обстоятельство заставляет с осторожностью относиться к возможности на данном этапе палеомагнитной изученности района выделить достоверное направление палеомагнитного полюса для триаса, мы, тем не менее, сделали расчет возможной его палеопозиции для сравнения с опубликованными данными по Сибирской и Северо-Китайской платформам [10, 11, 30, 31]. Получены следующие координаты северного палеомагнитного полюса:  $\Lambda = 78,8^\circ$ ;  $\Phi = 61,1^\circ$ ;  $\varphi_m = 54,1^\circ$ ;  $dp = 12,6^\circ$ ;  $dm = 14,6^\circ$  (рис. 4-г). Как видно, рассчитанный полюс располагается в направлении пересечения линии трендов кажущихся траекторий миграции палеополюса для Северного Китая и Сибири, практически на равном удалении от позиций триасового и перекрывающихся юрского (не показан на рисунке) и мелового палеополюсов для этих плит. Очевидно, что, хотя полученный результат и находится в пределах "разумного", нельзя исключить влияния компоненты, отвечающей направлению современного геомагнитного поля, поскольку эта позиция близка к его направлению. Тем более следует отметить, что до настоящего времени в различных публикациях и даже в сводках мировых палеомагнитных данных наблюдаются существенные расхождения в приводимых результатах определения позиций палеомагнитных полюсов. То же относится к построенным различными авторами траекториям их кажущейся миграции для смежных регионов.

Сопоставление полученных нами палеомагнитных результатов с данными по Северному Китаю (как наиболее территориально и геоисторически близкому объекту) выполнено путем использования (интерполяции) траектории кажущегося движения палеополюса (ТКДП) для Северо-Китайской платформы (СКП) [10]. Исходя из предположения о возможной тектонической общности в триасе Южного

Приморья и СВ Китая, сравнивались полученные и ожидаемые (возможные) направления (D, I) высокотемпературных стабильных компонент  $I_n$  в древней системе координат, исходя из соответствующих позиций палеополюса для СКП. Пересчет с координат «китайского» средне-, верхнетриасового полюса, приведенного на рисунке ( $\Lambda = 357,0^\circ$ ;  $\Phi = 59,5^\circ$ ;  $\alpha_{95} = 3,1^\circ$ , среднее для 14 районов [31]) на координаты Южного Приморья ( $\varphi = 43,2^\circ$ ,  $\lambda = 132,1^\circ$ ) дает направление  $D = 337,7$ ;  $I = 34,8$ ;  $\varphi_m = 19,1$ . По [18, 19] определен возможный разворот и широтное смещение геоблока Южного Приморья относительно СКП. Вращение против часовой стрелки составляет  $19,1^\circ \pm 37,7^\circ$ , смещение к северу – на  $35,3^\circ \pm 12,9^\circ$ , что статистически представляет собой незначимое различие. Вследствие такой неопределенности возможные конкретные варианты эйлеровых вращений геоблоков здесь рассматривать преждевременно и нецелесообразно. Вместе с тем, не придавая тектонической интерпретации определяющего значения (вследствие указанных выше причин – вероятного присутствия постскладчатой компоненты и, в целом, рекогносцировочного характера проведенных исследований), отметим, что в ранее опубликованных работах также приводились основанные на палеомагнитных определениях подтверждения разворота южно-приморского блока против часовой стрелки (на величину от  $13,5^\circ \pm 15,7^\circ$  [2] до  $52,8^\circ \pm 10,6^\circ$  [1] относительно СКП). Учитывая, что эти данные относились как к палеозойским, так и к мезозойским структурно-формационным зонам, можно достаточно уверенно говорить о позднемезозойском этапе аккреционно-коллизийного складкообразования в регионе, определившем общее (вероятно позднемеловое) перемещение многих комплексов пород в процессе значительных тектонических перестроек.

С точки зрения использования полученных данных для целей магнитостратиграфии, приведенные палеомагнитные определения по своей представительности (в части детальности опробования объектов) значительно уступают достигнутому уровню палеонтологического расчленения триасовых толщ. Ввиду рекогносцировочного характера наших палеомагнитных исследований на о-ве Русском и разрезе Три Камня, а также других точках Южного Приморья, учитывая ранее опубликованные результаты по некоторым из этих объектов, где не удалось выделить и доказать первичную природу намагниченности триасовых пород [7], можно констатировать, что в настоящее время, к сожалению, невозможно провести сколько-нибудь обоснованную детальную магнитостратиграфическую корреляцию разрезов. Необходимо значительно расширить круг изучаемых

районов, существенно улучшив статистику, на базе которой возможно более точное сопоставление отдельных объектов. Соответственно, в случае триасовых (и не только триасовых) пород Южного Приморья, как и всего Дальневосточного региона, при дальнейших исследованиях предстоит более детально оценить степень сохранности доскладчатых компонент  $I_n$  в спектре естественной остаточной намагниченности, а также определить роль синскладчатой и вклад послескладчатой намагниченностей при формировании различных геотектонических структур во времени и пространстве. Только после этого возможно проведение комплексных исследований по созданию обоснованной региональной магнитостратиграфической шкалы для мезозоя.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных на о-ве Русском и других объектах Южного Приморья комплексных петро-, палеомагнитных и биостратиграфических исследований установлены основные параметры анизотропии магнитной восприимчивости и получены предварительные палеомагнитные характеристики терригенных комплексов, определенных по данным палеонтологических определений как нижне- и среднетриасовые.

Установлена незначительная по абсолютной величине (1–2 %) магнитная анизотропия для всех изученных осадочных пород, которые сохранили первоначальный (обусловленный седиментогенезом и формированием постседиментационной остаточной намагниченности) слоистый тип **AMS**. На ряде разрезов (о-в Русский, карьер СМВД) отмечается совпадение плоскостей слоистости и магнитной анизотропии. Влияние последней на распределение векторов  $I_n$  не обнаружено.

Результаты магнитной чистки на базе ступенчатого терморазмагничивания позволили выявить одну высокотемпературную характеристическую компоненту  $I_n$ , которая на основе различных модификаций теста складки определена как доскладчатая. При этом не исключается возможное присутствие в составе  $I_n$  постскладчатой компоненты, которую трудно выявить вследствие «плохой» геометрии складок (из-за пологих углов наклона слоев направления  $I_n$  в древней и современной системах координат близки). Рассчитан палеомагнитный полюс для триаса Южного Приморья, который занимает промежуточное положение между позициями соответствующего палеополюса для Сибирской и Северо-Китайской платформ, что, наряду с перемагничиванием, может быть также обусловлено тектоническим вращением южно-приморского геоблока.

Для магнитостратиграфической корреляции триасовых разрезов с использованием палеомагнитных и биостратиграфических данных необходимы дополнительные, более детальные исследования.

Авторы выражают благодарность Р. Энкину и С. В. Шипунову за предоставленную возможность использовать их программы анализа палеомагнитных данных, а также Д. М. Печерскому и Л. И. Попеко за ценные критические замечания при подготовке статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01-05-64046, 01-05-64599).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов М.Л., Гурарий Г.З., Крежовских О.А., Фейн А.Г. Палеомагнитные исследования перми и мезозоя Южного Приморья // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 181–195.
2. Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-запада Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, № 4. С. 41–63.
3. Бурий Г. И. Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 143 с.
4. Динер К. Триасовые фауны цефалопод Приморской области // Труды Геол. Ком. 1895. Т.14, № 13. С. 1–59.
5. Завойский В.Н. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости горных пород // Физика Земли. 1986. № 5. С. 107–115.
6. Захаров Ю. Д. Биостратиграфия и аммоноидеи нижнего триаса Южного Приморья. М.: Наука, 1968. 175 с.
7. Захаров Ю. Д., Сокарев А. Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
8. Кипарисова Л. Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч.1. Головоногие моллюски // Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 48. Л.:Госгеолтехиздат, 1961. 271 с.
9. Климова А. В., Бретштейн Ю. С., Завойский В. Н., Гончаров И. М. Анизотропия магнитной восприимчивости пород террейновых комплексов Южного Приморья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М: ОИФЗ РАН, 1996. С. 50–52.
10. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан. М.:ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
11. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
12. Храмов А. Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
13. Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа. Теория и практика. М.: Наука, 1993. 160 с.
14. Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
15. Шипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: оценка направления и геологическое приложение // Физика Земли. 1995. № 11. С.40–47.

16. Шипунов С.В., Алексютин М.В., Левашова Н.М. Вопросы палеомагнитного анализа. М.: Наука, 1996. 61 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 504).
17. Шипунов С. В., Бретштейн Ю. С. Проблемы компонентного анализа в палеомагнетизме // Физика Земли. 1999. №3. С. 52–61.
18. Beck M. E. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J. Geoph. Res. 1980. V. 85, N B12. P. 7115–7131.
19. Demarest H. H. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geoph. Res. 1983. V. 88, N b5. P. 4321–4328.
20. Dobson J., Heller F. Remagnetization in southeast China and the collision and suturing of the Huanan and Yangtze Blocks // Earth and Planetary Science Letters. 1992. N 111. P.11–21.
21. Halls H. C. The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. V. 16. P. 1–11.
22. Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // Geophys. Surv. 1982. N 5. P. 37–82.
23. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astr. Soc. V. 62. P. 699–718.
24. McElhinny M., Opdyke N. Remagnetization hypothesis discounted: a paleomagnetic study of the Trenton Limestone, New York State // Geol. Soc Am. Bul. 1973. V. 84, N 1. P. 3697–3708.
25. McFadden P. L. A new fold test for paleomagnetic studies // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 163–169.
26. Wang Z., Van der Voo R. Pervasive Remagnetization of Paleozoic Rocks Acquired at the time of Mesozoic Folding in the South China Block // J. Geoph. Res. 1993. V.98. N B2. P. 1729–1741.
27. Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 2135–2137.
28. Zakharov Y. D. Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // Mem. Geol. (Lausanne). 1997. N 30. P. 121–136.
29. Zakharov Y. D., Sokarev A.N. Permian-Triassic paleomagnetism of Eurasia // Saito Ho-on Kai Spec. Pub. 1991. N 3 (Proceedings of Shallow Tethys 3, Sendai, 1990). P. 313–323.
30. Zhao X., Coe R. S., Gilder S. A., Frost G. M. Palaeomagnetic constraints on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland // Australian Journal of Earth Sciences 1996. V. 43. P. 643–672.
31. Zhenyu Yang, J. Besse. New Mesozoic apparent polar wander path for south China: Tectonic consequences // Journal of Geophysical Research 2001. V. 106, N. B5. P. 8493–8520.
32. Zijdeveld J.D.A. A.c. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Palaeomagnetism / Ed. D.W. Collinson, K. M. Kreer. Amsterdam, a.o., Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.

*Поступила в редакцию 27 ноября 2001 г.*

*Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым*

***Yu.S. Bretshtein, Yu.D. Zakharov, A.V. Klimova***

### **Paleomagnetic study of Triassic deposits in Southern Primorye (preliminary results)**

Reconnaissance paleomagnetic investigations of Early Triassic terrigenous complexes in the four sections of Southern Primorye have been conducted. They are comparable with the previous results for other Triassic structures, and also with biostratigraphic data. Petromagnetic characteristics have been studied, specifically the parameters of magnetic anisotropy. They give evidence of the absence of substantial postsedimentary tectonic deformations, which influenced the character of distribution of magnetization. The available paleomagnetic data have been proved by high-temperature gradual thermal demagnetization with employment of component analysis and modern graphic and analytical test methods, which involve the distinguishing of In characteristic components and the defining of their nature. A spread of definitions for individual geological sections has been established, which is due to the possible presence of the In syn- and postfolding components. The calculated paleomagnetic pole for the Triassic in Southern Primorye is located at the crossing of trends of the apparent paleopole migration for the Siberian and North China platforms and is close to the position of the present-day geomagnetic pole.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ  
БАЗАЛЬТОИДОВ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ*Л.Л. Петухова, В.С. Приходько, В.М. Чубаров\***Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск**\* Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Представлены результаты сравнительного изучения минералогии позднекайнозойских щелочных базальтоидов из вулканических построек, образующих протяженные пояса в пределах Западного и Восточного Сихотэ-Алиня. Установлено, что существуют различия в наборе минеральных парагенезисов вкрапленников и основной массы между вулканитами этих поясов, а также различия в химических составах слагающих их минералов. Рассмотрены условия кристаллизации щелочных базальтоидов. Показано, что в Восточном поясе кристаллизация щелочнобазальтоидных расплавов началась вблизи границы коры и верхней мантии, а в Западном поясе кристаллизация расплавов происходила на сравнительно небольших глубинах. Высказано предположение, что геодинамический режим недр был основным фактором, контролирующим ход кристаллизации магматических жидкостей в пределах позднекайнозойских базальтоидных поясов.

**Ключевые слова:** щелочные базальтоиды, базальтоидные пояса, минеральные парагенезисы, состав минералов, Дальний Восток.

## ВВЕДЕНИЕ

Протяженные линейные ареалы распространения позднекайнозойских базальтоидов вдоль Западного и Восточного Сихотэ-Алиня (здесь и далее называемые Восточным и Западным поясами), являясь крупными геологическими структурами Дальнего Востока России, контролируются разломами глубокого заложения, приуроченными к границам крупных литоферных блоков. Эти вулканические зоны сформированы, главным образом, толеитовыми и щелочными базальтоидами, находящимися в различных соотношениях в каждом из них. В Восточном поясе (ВП) преимущественным распространением пользуются толеитовые базальты, образующие обширные поля (Бикинское, Нельминское и Совгаванское), тогда как Западный пояс (ЗП) объединяет разрозненные базальтоидные покровы, имеющие гораздо меньшие площади и объемы излившихся лав [5]. Такая ситуация могла быть следствием многих причин, в том числе и геодинамических обстановок формирования рассматриваемых базальтоидных поясов, обусловивших разные механизмы подъема расплавов к дневной поверхности. Предметом исследований данной статьи является рассмотрение условий кристаллизации щелочных базальтоидов на основе сравнительного ана-

лиза их минеральных парагенезисов и особенностей химических составов слагающих их минералов.

В составе позднекайнозойского Восточного базальтоидного пояса были изучены достаточно удаленные друг от друга постройки базанитов и трахибазальтов, развитые на площади Совгаванского поля (вулканы Санку и Курган). Объектами для исследования в пределах Западного пояса послужили Болоньский, Иннокентьевский и Дурминский вулканы, сложенные тефритовыми лейцититами и трахибазальтами. Необходимо отметить, что данные породы петрохимически близки между собой, различаясь, главным образом, устойчиво повышенным содержанием оксида магния в вулканитах ЗП, а также набором и составом слагающих их минералов. Подробные геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристики базальтоидов из вышеперечисленных вулканических построек даны в ряде публикаций [2–4, 6, 7]. В таблице 1 приведены минеральные парагенезисы исследуемых эффузивов. В вулканах ВП (Курган и Санку) присутствуют ассоциации мегакристаллов (клинопироксены, алюмосиликаты и другие минералы [2]), вкрапленников (оливины, клинопироксены, алюмосиликаты) и основной массы (тот же набор минералов, что и во вкрапленниках). Минеральные парагенезисы базальтоидов вулкани-

Таблица 1. Минеральные парагенезисы щелочных базальтоидов Западного (ЗП) и Восточного (ВП) поясов.

Минералы		Пироксены			Оливин		Полевые шпаты			Лейцит		Нефелин	
		МК	ВК	ОМ	ВК	ОМ	МК	ВК	ОМ	ВК	ОМ	ВК	ОМ
ЗП	Болоньский вулкан			+	+	+				+	+	+	
	Иннокентьевский вулкан		+	+	+	+				+			
	Дурминский вулкан		+	+	+	+				+			+
ВП	вул. Санку	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+
	вул. Курган	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		

Примечание. МК – мегакристаллы, ВК – крапленники, ОМ – основная масса.

ческих построек ЗП состоят из спорадически встречающихся мегакристаллов клинопироксенов и полевого шпата, вкрапленников (оливины, клинопироксены, в породах Болоньского вулкана – лейцит) и микролитов основной массы (оливины, клинопироксены, алюмосиликаты и др.) (табл. 1).

#### МЕТОДИКА

При написании статьи использовались химические анализы минералов вулканитов, выполненные на микроанализаторе "Самбах" N 244 (Институт вулканологии ДВО РАН, аналитик Чубаров В.М.). Рабочее напряжение составляло 20 кВ и ток 40 нА с использованием Ка-линии для всех элементов. Для сравнения использованы эталоны природных и синтезированных образцов известного состава: на Са – голубой диопсид (ИГиГ СО РАН); Si, Al, K, Na – санидин (ИГиГ СО РАН); Mn – родонит (ДВГИ ДВО РАН); Cr – хромит Щ-849-б (ДВГИ ДВО РАН); Fe, Mg – оливин Щ-845-е (ДВГИ ДВО РАН); Ni – NiFeO<sub>4</sub>-синтетический. В образцах вулканитов вырезались небольшие участки ("кернашки"), которые в приполированном виде использовались для изучения.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ

Составы минералов рассматриваемых базальтоидов, обнаруживая определенные региональные различия, типичны для вулканитов континентальной щелочно-базальтоидной формации.

Оливины из эффузивов различаются по составу, как между поясами, так и внутри них. В таблице 2 приведены химические составы оливинов из изученных базальтоидов, дающие представление об общей выборке. В целом, более магнезиальными являются вкрапленники оливинов из вулканитов ЗП. Крупные зерна оливина (до 4 мм), как правило, отчетливо зональны. Для них характерна прямая зональность, когда относительно магнезиальное ядро окружено тонкой железистой оторочкой, достигающей 20–50 мк, часто по составу соответствующей оливинам микролитов основной массы. Ядерные зоны оливинов из вулка-

нитов ЗП отвечают Fo<sub>88-76</sub> (наиболее магнезиальные в базальтоидах Болоньского вулкана, наименее – Дурминского), а ВП – Fo<sub>80-70</sub>. Количество FeO в оливинах микролитов в базальтоидах ЗП существенно выше, чем во вкрапленниках, и находится в пределах 30–36%, тогда как для ВП практически отсутствует разница в составах оливинов вкрапленников и основной массы (рис. 1а,б). Содержание оксида железа в общей выборке оливинов из базальтоидов ЗП имеет отчетливо бимодальное распределение (рис. 1б), а в породах ВП – одномодальное (рис. 1а). Сравнение двух диаграмм показывает, что интервал значений содер-

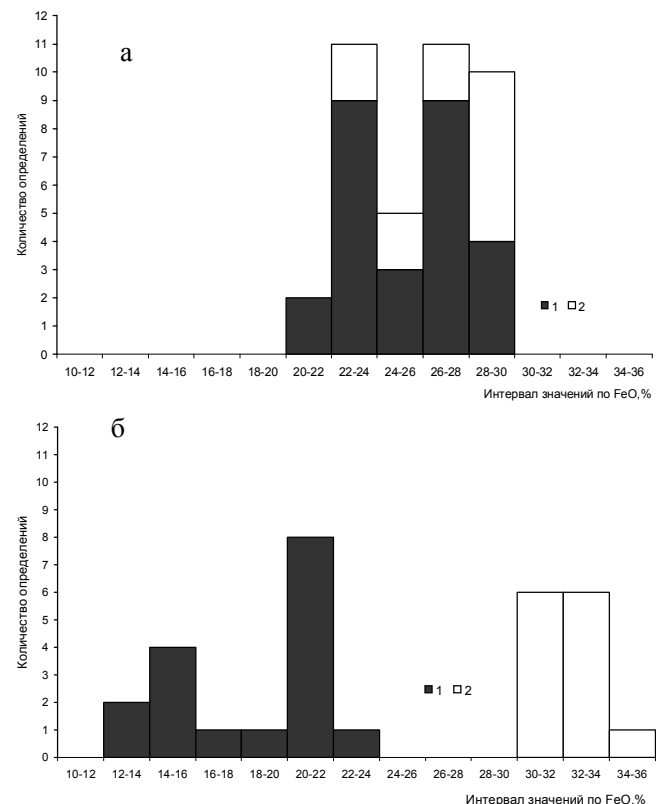


Рис. 1. Гистограммы распределения FeO в оливинах ВП (а) и ЗП (б).

1 – вкрапленники, 2 – основная масса.

Таблица 2. Химические составы оливинов щелочных базальтоидов Западного и Восточного поясов, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	37,15	38,99	38,9	38,38	37,34	36,95	37,25	37,3	37,18	36,22
FeO	23,89	22,43	22,93	23,43	23,49	28,22	27,07	27,81	26,95	25,58
MnO	0,41	0,32	0,4	0,4	0,48	0,43	0,42	0,44	0,45	0,54
MgO	38,32	38,79	36,81	37,31	38,82	34,19	34,9	33,97	34,33	35,55
CaO	0,26	0,17	0,21	0,22	0,25	0,31	0,23	0,24	0,24	0,18
Sum	100,08	100,72	99,29	99,77	100,48	100,21	99,97	99,86	99,31	98,15
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	36,65	37,1	37,7	36,68	38,31	37,87	37,04	36,74	36,91	36,74
FeO	27,92	28,77	26,04	26,77	21,33	20,42	28,96	28,58	28,1	28,58
MnO	0,18	0,23	0,34	0,45	0,2	0,34	0,44	0,48	0,33	0,48
MgO	33,14	32,49	36,18	33,85	40,76	41,34	32,8	31,88	33,56	31,88
CaO	0,12	0,12	0,2	0,25	0,08	0,18	0,25	0,22	0,26	0,22
Sum	98,07	98,81	100,54	98,15	100,7	100,19	99,6	98,08	99,39	98,08
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	36,56	36,59	38,56	38,93	36,27	36,14	36,75	35,83	40,68	40,06
FeO	24,45	24,61	23,17	23,67	29,14	28,04	28,15	27,6	12,38	15,97
MnO	0,47	0,35	0,45	0,51	0,32	0,43	0,39	0,41	0,19	0,28
MgO	36,51	37,3	23,17	37,41	31,66	33,76	31,45	34,47	45,63	42,73
CaO	0,22	0,15	0,24	0,25	0,2	0,19	0,18	0,23	0,18	0,34
Sum	98,3	99,06	99,53	100,87	98,44	99,38	98,11	99,25	99,06	99,39
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO <sub>2</sub>	40,08	39,5	39,08	39,15	38,96	41,52	39,15	39,79	37,47	36,16
FeO	16	17,05	21,74	20,45	22,48	14,64	18,4	31,62	31,93	32,25
MnO	0,29	0	0	0	0,1	0,09	0,17	0,68	0,24	0,46
MgO	43,24	41,98	39,09	39,62	37,96	42,88	41,54	26,85	28,03	31,24
CaO	0,36	0,14	0,19	0,13	0,29	0,25	0,26	0,68	0,48	0,38
Sum	99,97	98,96	100,11	99,37	99,78	100,44	99,41	99,5	98,28	100,5

Примечание. Восточный пояс: 1–5 – вкрапленники, вул. Курган; 6–16 – вкрапленники, вул. Санку; 17–22 – основная масса, вул. Санку; 23–28 – основная масса, вул. Курган. Западный пояс: 29–31 вкрапленники, вул. Болоньский; 32–34 – вкрапленники, вул. Дурминский; 35–37 – вкрапленники, вул. Иннокентьевский; 38 – основная масса, вул. Болоньский; 39–40 – основная масса, вул. Иннокентьевский.

жаний FeO, характерный для оливинов из эффузивов ВП, практически вписывается в "свободное" пространство между значениями железистости оливинов вкрапленников и основной массы вулканитов ЗП.

Различное поведение главных компонентов (MgO и FeO) оливинов в щелочных базальтоидах двух поясов сказалось на особенностях распределения второстепенных элементов. Количество MnO в оливинах базальтоидов ВП составляет 0,18–0,54 %, а в оливинах из вулканитов ЗП – 0,00–0,68 %. Содержание CaO в оливинах эффузивов ВП находится в интервале 0,12–0,32 %, тогда как для оливинов ЗП размах колебаний CaO существенно выше – 0,12–0,52 %. Обращает на себя внимание наличие достаточно четкой положительной корреляции между содержаниями оксидов кальция, марганца и железа в оливинах ЗП и ее отсутствие в оливинах ВП. Оливины основной массы в вулканитах ЗП характеризуются более высокими концентрациями CaO по отношению к оливинам микролитов базальтоидов ВП. Распределение оксида Ca в оливинах ЗП подчиняется из-

вестной эмпирической зависимости, связывающей содержание этого компонента в оливине с глубиной кристаллизации: низкокальциевые ядра вкрапленников и высококальциевые краевые части зональных феннокристаллов и микролиты основной массы.

Изученные мегакристаллы клинопироксенов из базальтов ВП представлены крупными (до нескольких см) одиночными кристаллами. Эти минералы отличается высокая химическая гомогенность и небольшой размах содержаний основных петрогенных компонентов ( $f_{20-29}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{44-49} \text{En}_{38-43} \text{Fs}_{10-16}$ ). Их составы соответствуют салит-авгитам (табл. 3).

Составы остальных групп клинопироксенов (табл. 3) из базальтоидов ВП соответствуют составу салитов и имеют следующие значения главных компонентов:  $f_{17-28}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{41-52} \text{En}_{36-48} \text{Fs}_{10-14}$  – для вкрапленников и  $f_{22-30}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{45-53} \text{En}_{34-44} \text{Fs}_{10-19}$  – для микролитов основной массы. Вкрапленники пироксенов из вулканитов ЗП представлены диопсидами ( $f_{9-15}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{40-50} \text{En}_{45-53} \text{Fs}_{4-11}$ ), а микролиты – диопсид-салитами ( $f_{13-34}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{42-49} \text{En}_{34-51} \text{Fs}_{7,5-18}$ ). Установлены региональные (межпоясные)

Таблица 3. Химические составы клинопироксенов щелочных базальтоидов Западного и Восточного поясов, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,32	46,42	46,65	46,60	47,34	47,61	46,6	49,67	49,76	46,19
TiO <sub>2</sub>	2,28	2,24	2,20	2,30	2,22	2,03	2,23	1,29	1,00	2,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,62	9,51	9,73	9,820	8,10	5,99	9,76	4,11	4,80	8,02
FeO	8,45	8,15	8,43	7,92	6,95	5,89	8,35	7,79	6,36	8,03
MgO	11,89	12,21	11,94	12,14	13,81	13,31	12,06	12,89	15,24	11,64
CaO	19,42	19,47	17,97	18,50	19,88	22,10	19,43	21,81	20,37	22,37
Na <sub>2</sub> O	1,29	1,26	1,33	1,50	0,91	0,89	1,08	0,85	0,54	0,75
Sum	99,32	99,28	98,29	98,85	99,26	98,30	99,53	98,47	98,26	99,87
Woll	45,63	45,47	43,66	44,50	44,65	48,88	45,47	47,76	43,77	49,90
En	38,87	39,67	40,56	40,93	43,16	40,96	39,27	38,98	45,56	36,12
Fs	15,50	14,86	15,99	14,87	12,19	10,17	15,25	13,27	10,67	13,98

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	47,84	49,47	47,58	48,38	48,83	47,14	45,85	47,50	48,70	46,53
TiO <sub>2</sub>	1,83	2,14	2,45	1,86	1,98	2,26	2,98	2,28	1,99	2,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,85	4,92	6,12	6,87	4,99	6,05	8,45	6,36	5,86	7,98
FeO	7,34	6,87	7,04	6,46	7,08	7,52	7,50	7,30	6,85	7,35
MgO	13,15	12,97	12,34	12,33	13,33	12,48	11,22	12,52	12,43	11,94
CaO	22,46	23,29	23,24	23,12	22,86	22,74	22,95	23,36	22,70	23,33
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,88	0,85	0,81	0,31	0,45	0,74	0,52	0,88	0,61
Sum	98,16	100,55	99,64	99,90	99,42	98,64	99,69	99,86	99,41	100,27
Woll	41,84	49,87	50,63	52,02	48,71	49,46	51,67	50,26	50,06	51,07
En	44,28	38,64	37,40	37,86	39,52	37,77	35,15	37,48	38,14	36,37
Fs	13,89	11,48	11,97	11,13	11,77	12,77	13,18	12,26	11,79	12,56

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	51,37	50,55	48,50	44,02	46,42	47,31	46,63	47,34	49,14	47,48
TiO <sub>2</sub>	1,37	1,00	1,87	3,96	3,15	2,64	2,73	2,97	1,86	2,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	5,16	4,99	6,10	5,28	4,87	5,68	5,58	6,17	5,01
FeO	6,06	6,36	7,57	11,00	9,55	9,46	8,80	9,00	7,91	9,14
MgO	13,53	15,28	12,95	11,10	11,92	11,80	11,64	12,39	13,84	11,95
CaO	22,05	20,36	22,61	21,22	21,46	21,88	22,20	21,40	21,11	21,77
Na <sub>2</sub> O	1,02	0,54	0,52	0,95	0,73	0,85	0,56	0,49	0,31	0,74
Sum	99,56	99,55	99,01	98,34	98,50	98,84	98,25	99,24	100,52	98,73
Woll	48,35	45,42	48,58	46,89	47,17	47,90	49,04	46,86	45,36	49,62
En	41,28	42,99	38,72	34,13	36,45	35,94	35,78	37,75	41,38	37,89
Fs	10,37	11,59	12,70	18,97	16,38	16,16	15,17	15,38	13,27	12,50

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO <sub>2</sub>	48,48	48,36	46,63	43,73	43,72	49	48,41	48,84	42,8	43,61
TiO <sub>2</sub>	1,72	2,83	3,62	4,09	4,35	2,14	2,20	2,12	3,91	3,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,93	5,71	6,10	8,14	9,32	4,90	5,57	5,34	9,49	9,11
FeO	7,03	9,14	9,30	9,03	8,14	6,97	7,42	7,69	8,13	8,73
MgO	13,19	12,22	11,47	11,79	10,92	12,28	13,02	13,04	11,10	10,10
CaO	21,66	21,88	21,83	20,69	21,77	22,45	22,75	22,74	23,20	22,29
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,63	0,96	0,70	0,76	0,85	0,41	0,55	0,50	0,82
Sum	98,38	100,80	99,92	98,3	99,06	98,60	99,79	100,32	99,14	98,55
Woll	47,55	48,46	46,87	50,26	46,84	49,91	48,76	48,50	51,57	51,65
En	36,95	35,43	37,16	35,08	39,69	37,99	38,83	38,70	34,33	32,56
Fs	15,50	16,11	15,97	14,67	13,47	12,10	12,41	12,80	14,10	15,79

Таблица 3. (Продолжение).

	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO <sub>2</sub>	47,39	51,86	52,59	52,27	46,63	43,71	47,63	45,39	43,92	44,88
TiO <sub>2</sub>	2,42	0,38	0,94	0,89	2,53	3,47	2,03	2,52	3,58	3,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,21	1,20	1,63	2,11	5,76	7,77	4,63	6,21	8,04	7,05
FeO	7,37	5,02	6,45	6,00	8,09	8,13	7,31	8,02	8,45	7,37
MgO	12,05	16,40	13,01	14,30	11,44	10,72	12,24	11,36	10,12	11,43
CaO	19,00	21,15	22,18	20,91	22,77	22,65	23,24	23,04	22,71	22,93
Na <sub>2</sub> O	1,47	0,50	0,71	0,95	0,42	0,60	0,38	0,44	0,50	0,43
Sum	100,10	97,17	97,59	98,03	97,85	97,17	97,61	97,19	97,59	97,41
Woll	45,76	44,17	48,94	45,97	45,68	46,84	45,22	46,15	47,86	46,28
En	40,38	47,65	39,95	43,74	44,43	42,92	46,11	44,06	41,29	44,66
Fs	13,86	8,18	11,11	10,30	9,89	10,24	8,67	9,79	10,85	9,06

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO <sub>2</sub>	44,97	48,27	49,85	51,48	50,77	51,92	47,75	46,21	46,79	43,86
TiO <sub>2</sub>	2,91	2,35	1,96	1,75	1,62	1,64	2,32	2,98	2,69	3,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,98	5,92	4,10	3,23	4,68	3,03	5,52	6,24	5,48	7,57
FeO	7,52	7,71	6,82	6,61	6,59	6,46	8,45	9,94	9,36	10,26
MgO	11,86	11,67	13,23	13,56	12,78	13,76	12,74	11,71	12,38	10,98
CaO	23	22,13	22,00	22,14	20,95	22,01	21,51	22,10	21,79	22,01
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,56	0,84	0,79	1,04	0,71	0,10	2,40	1,91	0,69
Sum	97,95	98,65	98,86	99,63	98,55	99,57	99,07	101,57	100,41	99,11
Woll	50,69	49,86	42,50	47,96	47,75	47,64	46,93	47,89	47,04	48,59
En	36,67	36,58	49,48	40,87	40,53	41,44	38,68	35,30	37,19	33,73
Fs	12,94	13,56	8,03	11,18	11,72	10,91	14,39	16,81	15,77	17,68

Примечание. Восточный пояс: 1–7 – мегакристаллы, вул. Курган; 8–11 – вкрапленники, вул. Санку, 12–23 – вкрапленники, вул. Курган; 24–33 – основная масса, вул. Санку, 34–41 – основная масса, вул. Курган. Западный пояс: 42 – вкрапленники, вул. Иннокентьевский; 43–44 – вкрапленники, вул. Дурминский; 45–51 – основная масса, вул. Болоньски; 52–57 основная масса, вул. Дурминский; 58–60 – основная масса, вул. Иннокентьевский.

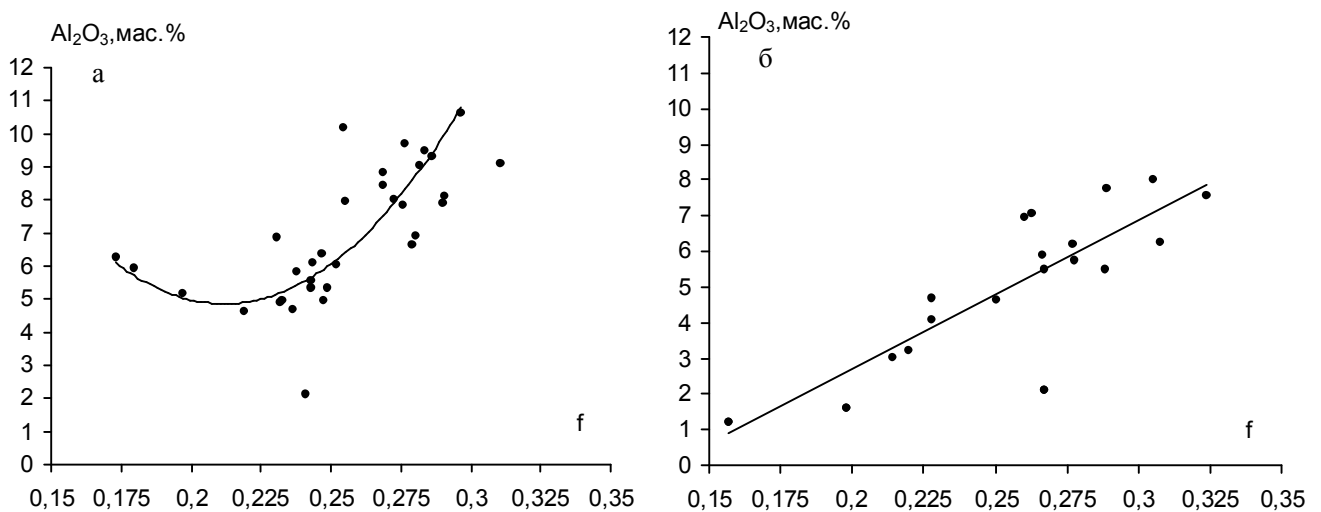


Рис. 2. Зависимость содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%) от железистости (f) в клинопироксенах ВП (вул. Курган) (а), и ЗП (б).

различия в составах пироксенов–вкрапленников: в минералах ЗП существенно выше содержание оксида кремнезема и ниже – оксидов алюминия и титана. Химические составы микролитов клинопироксенов базальтоидов обоих поясов близки между собой.

В крупных зернах клинопироксенов вулканитов ЗП и ВП часто наблюдается слабая химическая зональность, проявляющаяся в возрастании к краям зерен содержаний TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO при почти неизменном содержании CaO. Рисунки 2 и 3 иллюстрируют характер вариаций содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> в зависи-



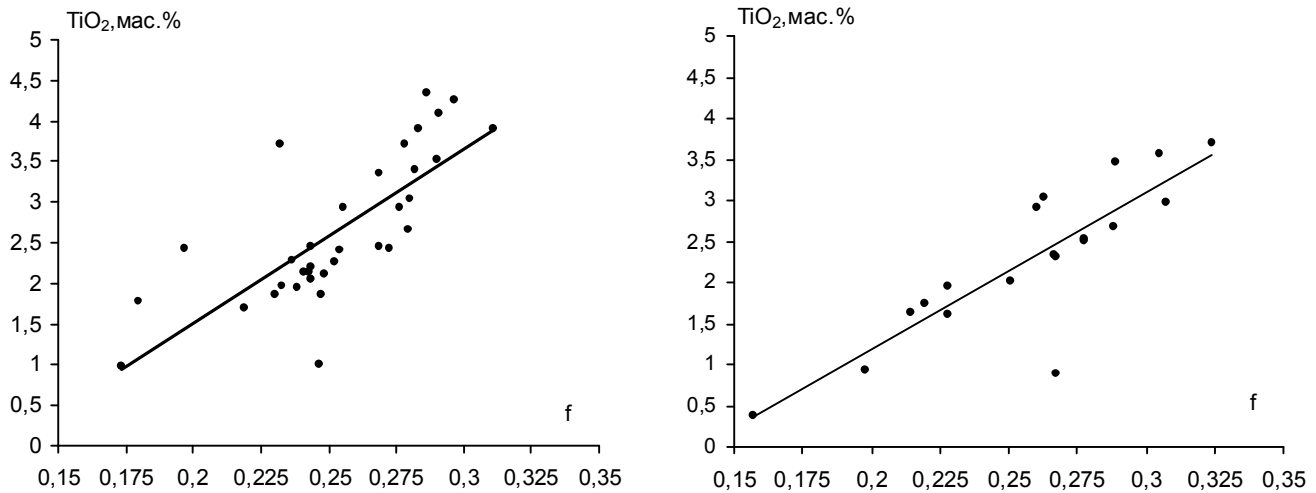


Рис. 3. Зависимость содержаний  $\text{TiO}_2$  (мас.%) от железистости (f) в клинопироксенах ВП (вул. Курган) (а) и ЗП (б).

мости от железистости (f) клинопироксенов. Наблюдается устойчивая положительная линейная зависимость между названными оксидами в минералах вулканитов ЗП: с возрастанием их железистости происходит увеличение содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (рис. 2б, рис. 3б.) Между содержаниями  $\text{TiO}_2$  и железистостью пироксенов из пород ВП также существует положительная корреляция (рис. 3а), тогда как для  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и железистости установлен более сложный характер взаимосвязи. Вначале, по мере возрастания железистости клинопироксенов происходит уменьшение содержания алюминия, затем, начиная с уровня железистости порядка 0,225, наблюдается его увеличение (рис. 2а). На рисунке 2а и 3а представлены данные о составах клинопироксенов только вулканической постройки Курган. Аналогичная картина распределения  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в зависимости от железистости минералов наблюдается и для вулканитов второй постройки ВП (вулкан Санку). Такая зависимость, вероятно, обусловлена параллельной кристаллизацией клинопироксенов и алюминийсодержащих минералов (полевых шпатов).

Химические составы представительной выборки алюмосиликатов показаны в таблице 4. Мегакристаллы полевых шпатов являются отдельные индивиды анортоклаза и плагиоклазов ( $\text{An}_{25-45}$ ), а также их сростки (рис. 4а). Эти минералы, как и мегакристы клинопироксенов, отличает высокая химическая однородность. Вкрапленниками алюмосиликатов в базальтоидах ВП являются плагиоклазы с широким спектром вариаций составов ( $\text{An}_{25-70}$ ) (рис. 4б), а также лейцит и анортоклаз, в основной массе к ним добавляется еще и нефелин (рис. 4в). Плагиоклазы вкрапленников и основной массы вулканитов ВП

имеют близкий состав. Алюмосиликаты основной массы базальтов ЗП представлены плагиоклазами ( $\text{An}_{30-55}$ ), нередко с повышенными содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (до 2,6 %), нефелином и лейцитом (рис. 4г). Региональные различия заключаются в следующем: а) среди вкрапленников вулканитов ЗП отсутствуют полевые шпаты, б) среди микролитов базальтоидов ЗП нет непрерывного перехода от плагиоклазов к К–Na полевым шпатам (последние в них отсутствуют).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

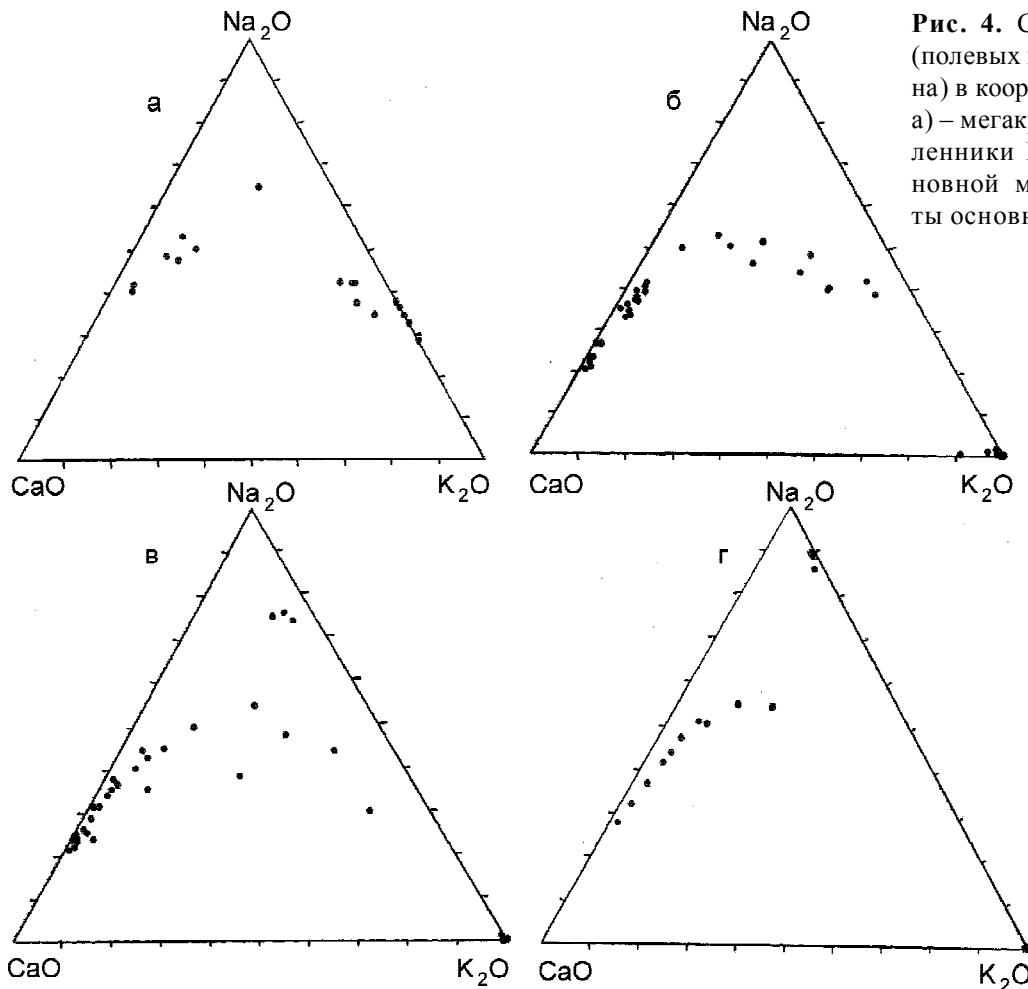
Сравнительный анализ минералогических особенностей позднекайнозойских щелочных базальтоидов Восточного и Западного поясов показал определенные различия между ними на уровне минеральных парагенезисов и составов минералов. В каждом из них существовала своя схема кристаллизации магматических жидкостей, давших начало этим породам. Попытаемся выяснить возможные причины таких различий.

Обратимся к имеющимся данным. В щелочных базальтоидах ЗП спорадически встречаются представители мегакристовой ассоциации (клинопироксены, полевые шпаты и др.), вкрапленники представлены оливинами и пироксенами. Наблюдается существенная разница в составах вкрапленников и микролитов оливина, установлены положительные линейные зависимости между содержаниями  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$  в оливинах,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}$  в клинопироксенах. Анализ минеральных парагенезисов этих вулканитов показывает, что кристаллизационная дифференциация происходила с возрастанием содержания кремнезема в расплаве, что свойственно базальтоидным системам в условиях низких давлений. Кри-

Таблица 4. Химические составы алюмосиликатов щелочных базальтоидов Западного и Восточного поясов, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SiO <sub>2</sub>	65,94	60,01	64,04	64,35	64,35	60,95	66,59	68,29	64,36	52,51	51,66	56,34	51,43	63,16	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,8	23,76	20,01	21,06	21,06	25,14	18,28	17,7	20,43	30,82	31,62	23,59	30,56	22,44	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	0,4	0,21	0,3	0,3	0,18	0,63	1,05	0,16	0,42	0,59	0,48	0,58	0,22	
CaO	0	5,25	0,99	1,05	1,05	6,03	0	0	1,02	12,71	12,84	0,1	12,41	3,27	
Na <sub>2</sub> O	5,39	7,42	5,89	4,94	4,94	6,79	4,79	3,56	5,82	3,98	3,49	0,05	4,64	6,56	
K <sub>2</sub> O	8,94	1,23	7,01	6,83	6,83	1,08	9,15	9	6,92	0,15	0,36	20,04	0,25	2,97	
Sum	99,04	98,15	98,19	98,55	98,55	100,19	99,44	99,62	98,72	100,71	100,69	100,66	99,94	98,65	
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
SiO <sub>2</sub>	60,26	55,96	57,15	58,01	55,16	64,35	55,81	53,78	55,27	57,88	63,33	58,34	56,79	54,45	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,84	23,3	23,73	24,36	28,02	21,06	22,49	28,24	28,66	24,06	20,69	25,34	27,3	27,62	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2	0,53	0,42	0,36	0,51	0,3	0,74	0,64	0,73	0,23	0,12	0,55	0,2	0,42	
CaO	4,77	0	0	0	9,78	1,05	1,67	10,71	10,68	0	1,21	6,6	9,14	9,95	
Na <sub>2</sub> O	7,06	0	0,04	0,02	4,89	4,94	0,06	5,05	4,56	0,05	6,21	7,63	5,75	5,89	
K <sub>2</sub> O	2,13	20,79	16,93	16,54	0,46	6,83	16,85	0,38	0,39	17,08	7,39	1,05	0,61	0,36	
Sum	98,33	100,72	98,38	99,37	98,81	98,55	98,12	98,81	100,29	99,34	98,95	99,89	99,94	98,87	
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	
SiO <sub>2</sub>	53,1	56,67	52,3	64,14	63,32	48,53	46,41	54,9	55,98	56,42	54,12	57,41	59,53	60,64	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,39	23,95	30,73	21,18	20,58	33,4	30,99	22,87	23,35	27,9	28,61	23,51	25,31	23,64	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	0,4	0,73	0,48	0,43	0,67	0,6	1,71	0,47	0,56	0,52	0,49	0,57	0,6	
CaO	12,05	0	11,99	1,64	1,67	1	1,84	0,11	0,19	9,91	11,36	0,02	7,29	4,49	
Na <sub>2</sub> O	4,07	0,03	4,67	6,02	4,1	12,77	15,91	0,19	0,08	5,37	5,07	0,04	4,8	8,64	
K <sub>2</sub> O	0,14	17,4	0,28	6,08	7,98	3,09	3,55	19,7	19,92	0,38	0,33	17,4	1,34	1,83	
Sum	99,87	98,53	100,84	99,81	98,08	99,47	99,31	99,71	100	100,64	100,01	98,91	98,88	100,13	
	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO <sub>2</sub>	50,59	62,93	64,78	55,56	49,7	50,82	62,55	56,67	56,25	56,72	60,58	57,96	51,67	58,81	59,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,77	21,05	23,59	23,29	30,92	30,94	23,81	23,65	23,88	24,32	25,08	26,17	30,22	24,46	24,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,38	0,5	0,92	0,55	0,85	0,47	0,34	0,42	0,48	0,45	0,35	0,62	0,39	0,51
CaO	0,31	2,48	3,16	0,1	12,9	13,13	4,65	0	0	1,23	6,15	7,46	12,88	0,06	0,03
Na <sub>2</sub> O	14,47	7,01	5,64	0,04	3,77	4,17	6,11	0,03	0,02	0,52	6,05	6,51	4,27	0,1	0,17
K <sub>2</sub> O	2,37	5,62	2,69	18,4	0,21	0,24	1,56	18,96	20,21	16,9	1,17	0,79	0,28	15,29	14,86
Sum	98,25	99,69	100,59	98,54	98,27	100,21	99,32	99,73	100,85	100,28	99,5	99,24	99,96	99,12	99,35
	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO <sub>2</sub>	56,81	60,11	55,37	54,72	55,31	55,02	57,8	51,24	63,19	51,98	60,27	54,06	53,69	63,38	52,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,59	26,07	26,8	23,19	23,13	22,91	26,03	30,35	22,52	28,95	23,88	28,46	29,48	22,24	31,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,5	0,62	0,3	0,28	0,38	0,41	0,57	0,3	0,77	0,49	0,52	0,55	0,56	0,7
CaO	0,02	7,09	8,71	0,03	0,11	0,03	6,57	0,08	3,35	11,57	6,06	10,27	11,29	3,45	0,31
Na <sub>2</sub> O	0,26	6,19	6,01	0,03	0,01	0,11	6,43	15,01	6,74	5,01	7,23	4,97	4,45	7,18	13,05
K <sub>2</sub> O	20,42	0,7	0,41	22,16	22,01	22,29	0,62	1,77	2,1	0,15	0,95	0,31	0,26	2,6	1,84
Sum	101,55	100,82	98,06	100,47	100,99	100,92	98,14	99,12	98,33	98,53	99,2	98,69	99,88	99,59	100,44

Примечание. Восточный пояс: 1–4 – мегакристаллы, вул. Санку; 5–9 – мегакристаллы, вул. Курган; 10–13 – вкрапленники, вул. Курган; 14–28 – вкрапленники, вул. Санку; 29–45 – основная масса, вул. Санку; 46–61 – основная масса, вул. Курган. Западный пояс: 62–65 – основная масса, вул. Болоньский; 66–67 – основная масса, вул. Иннокентьевский; 68–72 – основная масса, вул. Дурминский.



**Рис. 4.** Состав алюмосиликатов (полевых шпатов, лейцита, нефелина) в координатах CaO-Na<sub>2</sub>O- K<sub>2</sub>O: а) – мегакристаллы, ВП, б) – вкрапленники ВП, в) – микролиты основной массы, ВП, г) – микролиты основной массы, ЗП.

сталлизация расплавов началась с выделения на ликвидусе оливина и клинопироксена (Дурминская и Иннокентьевская постройки) или, помимо выше-названных минералов, еще и лейцита (Болоньский вулкан), в зависимости от состава исходной жидкости. В результате непрерывного охлаждения магматической жидкости наряду с выделением оливинов и клинопироксенов происходила кристаллизация алюмосиликатов, вплоть до полного ее затвердевания.

Существенно иная картина наблюдается в базальтоидах Восточного пояса. В них установлено широкое развитие мегакристаллов (клинопироксены, алюмосиликаты), среди вкрапленников появляются полевые шпаты. Составы вкрапленников и микролитов оливина близки между собой. Соотношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – FeO в клинопироксенах указывает на практически одновременное начало кристаллизации вкрапленников клинопироксена и алюмосиликатов.

Изученные мегакристаллы клинопироксенов и полевых шпатов из базальтоидов ВП, как и из других щелочнобазальтоидных построек юга Дальнего

Востока России, по составу отвечают минералам высокобарической мегакристовой ассоциации щелочных пород [1, 2, 4], поэтому можно предположить, что формирование минеральных парагенезисов этих вулканитов начиналось в условиях верхней мантии или нижних частях коры с совместной кристаллизации этих минералов. Появлению на ликвидусе клинопироксенов и полевых шпатов должны были способствовать высокие содержания в расплаве воды и углекислоты, существенно снижающих ликвидусную температуру. В мегакристаллах клинопироксенов, шпинелей и полевых шпатов из позднекайнозойских щелочных базальтоидов юга Дальнего Востока России установлено широкое развитие первичных (сжиженная углекислота) и первично-вторичных (водно-углекислотная смесь) флюидных включений [1, 4], что свидетельствует о высокой флюидонасыщенности базальтоидных расплавов. Согласно результатам криометрических исследований, кристаллизация клинопироксенов и полевых шпатов происходила при высоком давлении флюида (около 11 кбар).

Высокобарическая кристаллизация клинопироксенов и полевых шпатов способствовала непрерывному выделению из базальтоидных расплавов при подъеме к поверхности оливинов, клинопироксенов и алюмосиликатов. Достаточно железистый характер оливинов-вкрапленников вероятно связан с возрастанием в расплавах содержания железа по отношению к магнезию за счет более ранней кристаллизации авгита.

### ВЫВОДЫ

Формирование крупных химически однородных кристаллов клинопироксенов и полевых шпатов (мегакристовая ассоциация щелочных базальтоидов), по видимому, возможно лишь в условиях застоя или медленного просачивания магматической жидкости, чему мог способствовать имевший место в этих участках земных недр режим сжатия.

Проведенные исследования показали, что в пределах Восточного пояса на границе верхней мантии и коры произошла длительная задержка продвижения магматической жидкости, что привело к высокобарической кристаллизации щелочнобазальтоидных расплавов.

И наоборот, в пределах Западного пояса при подъеме магматической жидкости доминировал режим растяжения, благодаря чему происходило ее до-

статочно быстрое просачивание, не способствующее глубинной дифференциации.

Таким образом, геодинамический режим недр в пределах рассматриваемых вулканических поясов был основным фактором, контролирующим ход кристаллизации щелочнобазальтоидных расплавов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н.В., Приходько В.С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм. // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 708–711.
2. Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, 1992. 157 с.
3. Петухова Л.Л. Особенности минералогии кайнозойских ксенолитсодержащих базальтоидов юга Дальнего Востока России // Структура и эволюция Востока Азии: 2-е Косыгинские чтения. Хабаровск, 1999. С. 264–275.
4. Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. 152 с.
5. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.
6. Шилов В.Н. Сравнительная характеристика неоген-четвертичного вулканизма о-ва Сахалин и Восточного Сихотэ-Алиня: характеристика позднекайнозойского вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Вулканология и сейсмология. 1995. № 5. С. 17–27.
7. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 165 с.

Поступила в редакцию 1 сентября 2002 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

*L.L. Petukhova, V.S. Prihodko, V.M. Chubarov*

### Comparative mineralogy of Late Cenozoic alkali basaltoids, Western and Eastern Sikhote-Alin

The paper offers the results of the comparative study of mineralogy of Late Cenozoic alkali basaltoids from volcanic structures forming extended belts within the Western and Eastern Sikhote-Alin. Differences have been recognized in the mineral parageneses of impregnations and groundmass between the volcanics of these belts, and also distinctions in the chemical compositions of the minerals composing them. Crystallization conditions for alkali basaltoids are considered. It is shown that crystallization of alkali basaltoid melts in the Eastern belt began near the crust-upper mantle boundary; and in the Western belt, melt crystallization occurred at relatively small depths. It is presumed that the geodynamic regime of the Earth's interior was the main factor governing the course of crystallization of magmatic liquids within the Late Cenozoic basaltoid belts.

## РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

*С.В. Рассказов\**, *Е.В. Саранина\**, *Ю.А. Мартынов\*\**, *А.А. Чащин\*\**,  
*С.О. Максимов\*\**, *И.С. Брандт\**, *С.Б. Брандт\**, *М.Н. Масловская\**,  
*С.В. Коваленко\*\*\**

*\*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

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

*\*\*\*Приморская поисково-съёмочная экспедиция, г. Владивосток*

На позднекайнозойских вулканических полях активной континентальной окраины Южного Приморья изучены лавовые последовательности, выполнено К-Аг датирование вулканических пород, определены в породах концентрации микроэлементов методом ICP-MS и измерены изотопные отношения стронция. В развитии магматизма выделены три временных интервала: 1) интервал 14–13 млн лет назад извержений андезибазальтовых лав, 2) интервал 12–8 млн лет назад извержений лав низкокальциевых толеитовых базальтов, андезибазальтов, андезитов, оливиновых толеитов и мегаплагиофировых базальтов и 3) интервал 8–3 млн лет назад внедрений экструзий оливиновых толеитов и базанитов с глубинными включениями. По вариациям изотопных отношений стронция и концентраций микроэлементов в вулканических породах определены магматические источники из астеносферы, литосферной мантии и коры. Установлена латеральная смена обогащенных мантийных источников в пределах Арсеньевской зоны террейнов докембрийского Ханкайского массива обедненными источниками в аккрецированном к нему в средней–поздней юре Самаркинском террейне.

**Ключевые слова:** вулканические породы, К-Аг датирование, микроэлементы, изотопы Sr, Приморье.

### ВВЕДЕНИЕ

Геохимическая систематика магматизма по типам геодинамических обстановок, разработанная на примере магматизма позднекайнозойских подвижных зон, широко применяется для геодинамических реконструкций геологического прошлого [36]. Между тем, магматические породы, образовавшиеся на активных континентальных окраинах, могут распределяться на индикаторных вариационных диаграммах в поля магматических пород практически всех типов известных обстановок [33, 41]. По-видимому, при развитии магматизма активных континентальных окраин в плавление могут вовлекаться породы коры и литосферной части мантии с геохимическими характеристиками, отражающими разнообразные процессы более раннего становления океанической и континентальной литосферы. Неоднородность позднекайнозойских магматических источников проявляется по концентрациям микроэлементов и изотопным отношениям Pb, Nd и Sr особенно ярко в том

случае, если развитие сквозного магматизма охватывает разновозрастные аккрецированные террейны [35]. Необходимо отметить также, что при вовлечении в плавление древних комплексов пород геохимическая неопределенность проявляется не только в магматических породах активных континентальных окраин. Базальтовые лавы с субдукционными геохимическими характеристиками встречаются во внутриконтинентальных областях, удаленных от окраин континентов на тысячи километров [8, 16].

В обстановке активной континентальной окраины развивался кайнозойский магматизм Восточного Сихотэ-Алиня [10]. Геологические, геохронологические, геохимические и изотопные исследования вулканических пород этой территории были сосредоточены прежде главным образом в его средней части, на Совгаванском вулканическом поле [4, 5, 9, 10, 31, 32, 39 и др.]. Лавы южной части Восточного Сихотэ-Алиня и сопредельных районов Южного Приморья оставались малоизученными.

Их общая геологическая характеристика и петрографическое описание приведены в работах [2, 24]. По геологическим и биостратиграфическим данным принимался возраст лав от раннемиоценового до четвертичного [3, 14]. Породы вулканических останцов района Находки и юго-восточной части Шкотовского поля датированы К-Аг методом в университете Окаяма (Япония) возрастным интервалом 11,8–8,7 млн лет [10, 32]. В этом же университете измерены изотопные отношения Nd и Sr в пяти образцах вулканических пород [10, 31]. В работе [18] нами были охарактеризованы последовательности лав и выполнено их К-Аг датирование в юго-западной части Шкотовского и центральной части Шуфанского вулканических плато. С учетом вариаций содержания петрогенных оксидов, изотопных отношений стронция и концентраций микроэлементов в вулканических породах по разрезам определен временной диапазон вулканической деятельности с 13,3 до 7,1 млн лет назад. Наиболее молодой возраст измерен для пород экструзии Слабинка, содержащей глубинные включения. Эти данные согласуются с данными [24] о внедрении экструзий, содержащих глубинные включения, в заключительную фазу позднекайнозойской вулканической деятельности.

В настоящей работе приводятся результаты новых К-Аг определений возрастов вулканических пород Южного Приморья, измерений стронциевых изотопных отношений и концентраций микроэлементов вулканических пород. Полученные данные свидетельствуют о существенных вариациях компонентного состава магматических расплавов, связанных с особенностями состава террейнов, аккрецированных к континентальной окраине.

#### МЕТОДИКА

Петрогенные элементы вулканических пород определялись классической “мокрой” химией в лаборатории геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Владивосток и в аналитическом центре Института земной коры СО РАН, Иркутск. Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS, изотопных стронциевых отношений и К-Аг возрастов вулканических пород проводились в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН.

Химическая подготовка проб для элементного и изотопного анализов в иркутской лаборатории осуществлялась на основе бидистиллята глубинной воды оз. Байкал. Она характеризуется крайне низкими природными концентрациями элементов. В процессе пробоподготовки использовались двукратно

очищенные на изотермических перегонках особо чистые кислоты. Плавиковая кислота очищалась в тefлоновых аппаратах, а вода, азотная и соляная кислоты – в кварцевых.

Для измерений концентрации малых элементов методом ICP-MS около 50 mg материала истертой пробы разлагалось в концентрированной HF в стеклографитовом тигле. Через сутки проба нагревалась до выделения паров, и в нее добавлялась HNO<sub>3</sub> для получения пропорции HF:HNO<sub>3</sub> 6:2. После испарения кислот процедура растворения повторялась с использованием смеси кислот в пропорции HF:HNO<sub>3</sub> 4:1. Затем вновь проводилось испарение кислот с постоянным добавлением воды и концентрированной HNO<sub>3</sub>, полное осушение пробы и ее растворение в 10 ml 7 N азотной кислоты. Раствор помещался в полипропиленовую бутылочку и разбавлялся 50 ml воды с введением внутреннего стандарта металлического In для получения относительных концентраций элементов 10 ng ml<sup>-1</sup>. Измерения проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+.

Калибровка результатов измерений осуществлялась по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем качества измерений пробой базанита U-94-5. Международные стандарты и базанит U-94-5 обычно подготавливались к измерениям вместе с партией проб. При повторных измерениях стандартное отклонение (1 σ) для большинства микроэлементов не превышало 5 %. Стандартное отклонение при определении Sc и Pr (Ce и Ta в AGV-1) не превышало 10 %. Серия образцов из разреза мыса Поворотного была измерена дважды с повторным истиранием материала. Низкие концентрации Nb и Ta и варьирующие Th/U подтверждены в восьми образцах специальными масс-спектрометрическими измерениями в режиме накопления.

Для определений изотопов стронция разложение проб осуществлялось на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделялся на хроматографических колонках с внутренним диаметром 8 мм, заполненных 5 см<sup>3</sup> смолы Dowex 50г8 крупностью 200–400 меш. В качестве элюента использовалась 2 N соляная кислота. Изотопные отношения стронция измерялись на масс-спектрометре “Finnigan MAT 262”, принадлежащем Иркутскому Центру коллективного пользования. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили 0,71028±0,00002.

Измерения К-Аг возрастов вулканических пород проводились методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1201, усовершенствованном для одновременного измерения масс аргона 36 и аргона 40. Разбавление осуществлялось воздушным аргонном. Концентрации калия определялись по трем навескам фотометрией пламени с погрешностью измерений, обычно не превышавшей 1,5 %. Общая погрешность К-Аг возраста складывалась из инструментальных погрешностей измерений калия и радиогенного аргона. Методика К-Аг датирования и способ расчета погрешностей подробно охарактеризованы в монографии [17].

#### ДОПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Кора российского Дальнего Востока образовалась в результате мезозойско-кайнозойской аккреции террейнов к Северо-Азиатскому (Сибирскому) кратону [12, 21]. Позднекайнозойское развитие этой территории явилось одним из этапов длительного, меняющегося во времени сочетания обстановок субдукции, рифтогенеза и крупномасштабных сдвиговых смещений на границе Тихоокеанской и Филиппинской океанических плит с Евразийским континентом [11, 25].

Для докембрийского Ханкайского кристаллического массива характерен сиалический тип земной коры. На нем выделяются террейны с выходами фундамента (Вознесенский и др.) и Арсеньевская зона террейнов, где фундамент перекрыт чехлом вулканогенных, терригенных и терригенно-угленосных формаций [19]. В перми на восточном краю Ханкайского массива предполагается развитие магматизма в обстановке активной континентальной окраины андийского типа [7, 15] или трансформной окраины [22]. На востоке Ханкайский массив граничит с Самаркиным террейном, представляющим собой фрагмент средне-позднеюрской аккреционной призмы [21]. Террейн сложен корой океанического происхождения. Она формировалась при пелагической седиментации, продолжавшейся почти 100 млн лет. В позднем палеозое седиментация происходила в приэкваториальной области, где существовали вулканические возвышенности и атоллы с органогенными известняками. Масштабные перемещения террейна завершались его аккрецией к Ханкайскому массиву [20]. По распределению фракций тяжелых минералов осадочных пород предполагается, что аккреция Самаркинского и некоторых других террейнов Восточной Азии осуществлялась без участия магматизма, связанного с субдукционными процессами [13]. На рубеже раннего-позднего мела начался вулканизм

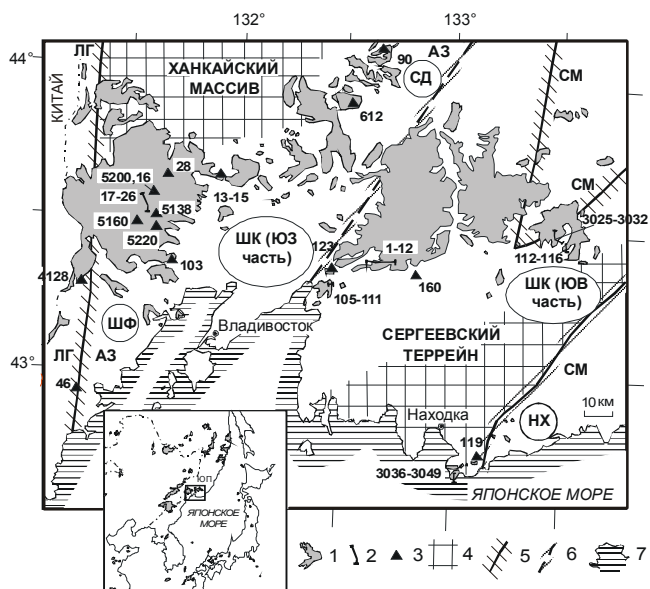
в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе. Сначала он протекал вследствие субдукции под континентальную окраину океанической плиты Кула, а после ее поглощения, начиная с рубежа мела-палеогена, отражал субдукцию Тихоокеанской плиты (см. обзор в работе [10]).

Особое положение в геологической структуре Южного Приморья занимает Сергеевский (Южно-Приморский [19]) террейн. Он характеризуется мафическим типом земной коры и сложен преимущественно породами габброидного состава, испытавшими метаморфизм от гранулит-амфиболитовой до эпидог-амфиболитовой фаций. Террейн располагается дискордантно по отношению к границе Ханкайского массива и Самаркинского террейна и разделяет последний на северный и южный фрагменты. Он либо залегает на аккреционной призме, либо находится в ней в виде включения [23]. Вопрос о возрасте пород Сергеевского террейна и времени метаморфизма решается неоднозначно. По данным Rb-Sr изотопной систематики плагиомигматитов партизанского комплекса, террейн мог образоваться в раннем рифее 1280 млн лет назад [6]. В работе [21] приводятся более молодые U-Pb датировки по цирконам разгневанного габбро – 528±3 млн лет, разгневанного диорита – 504±12 млн лет и гранита – 493±12 млн лет. Последний возраст совпадает с <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возрастом 492±12 млн лет, измеренным по мусковиту из гранита. У северной границы Сергеевского террейна установлены синколлизийные глаукофановые сланцы. Возраст коллизийных процессов определен в интервале 290–255 млн лет по результатам К-Аг датирования белой слюды из гранат-слюдистых сланцев [7].

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Позднекайнозойские вулканические породы Южного Приморья образуют четыре поля: Шуфанское, Шкотовское, Сандуганское и Находкинское (рис. 1).

На Шуфанском вулканическом поле выделяется поднятое массивное центральное плато и разрозненные по его периферии лавовые останцы. Поле протягивается на сопредельную территорию Северо-Восточного Китая. Его площадь составляет около 7 тыс. км<sup>2</sup>, а объем извергнутого материала – около 700 км<sup>3</sup>. На Шкотовском вулканическом поле также обособляется центральное плато, окруженное разрозненными лавовыми останцами. По территории и объему вулканических продуктов Шкотовское поле соизмеримо с Шуфанским. Сандуганское вулканическое поле выделено в работе [14]. Оно имеет площадь около



**Рис. 1.** Схема опробования вулканических пород Южного Приморья.

1 – позднекайнозойские вулканические поля (ШФ – Шуфанское (на территории Китая вулканические породы не показаны), СД – Сандуганское, ШК – Шкотовское, НХ – Находкинское); 2 – линии опорных разрезов; 3 – точки отбора отдельных образцов (номера соответствуют номерам образцов табл. 1, 2, и корреляционных колонок рис. 4, для разгрузки схемы написание образцов сокращено, 90 и 612 – номера скважин Сандуганского вулканического поля [14]); 4 – выходы метаморфических пород фундамента; 5 – границы (АЗ – террейны Арсеньевской зоны, СМ – Самаркинский террейн, ЛГ – Лаоелин-Гродековский террейн) [19, 21]; 6 – предполагаемая граница Сергеевского террейна и Ханкайского массива; 7 – край Японского моря. На врезке район работ Южного Приморья (ЮП) выделен прямоугольником и показано общее распределение позднекайнозойских вулканических полей в Япономорском регионе.

3 тыс. км<sup>2</sup> и соответственно объем вулканических продуктов порядка 300 км<sup>3</sup>. Лавы Находкинское поля закартированы в виде разрозненных останцов, образующих полосу шириной до 7 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении от мыса Поворотного до среднего течения р. Вангоу (Кривой) на расстояние 50 км. Объем лав не превышает первые десятки км<sup>3</sup>.

Лавы Шуфанского вулканического поля занимают западную часть Арсеньевской зоны Ханкайского массива и сопредельную территорию Лаоелин-Гродековского террейна. Центральное лавовое плато располагается вблизи границы выходов кристаллического фундамента Ханкайского массива, а Сандуганское вулканическое поле протягивается вдоль этих выходов к востоку и далее к северо-востоку.

Шкотовское вулканическое поле располагается главным образом в Сергеевском террейне и частично в сопредельных территориях Самаркинского террейна и Арсеньевской зоны Ханкайского массива. Находкинское вулканическое поле пространственно соответствует юго-восточной границе Сергеевского террейна (рис. 1).

Для геохимических и изотопных исследований опробованы позднекайнозойские вулканические породы в западной части Арсеньевской зоны (Шуфанское вулканическое поле), в сопредельной части Сергеевского террейна (юго-западная часть Шкотовского поля), на стыке Арсеньевской зоны, Сергеевского и Самаркинского террейнов (юго-восточная часть Шкотовского поля) и на границе Сергеевского террейна с южным фрагментом Самаркинского (Находкинское вулканическое поле). Для сравнения использованы опубликованные петрохимические данные по лавам Сандуганского вулканического поля [14].

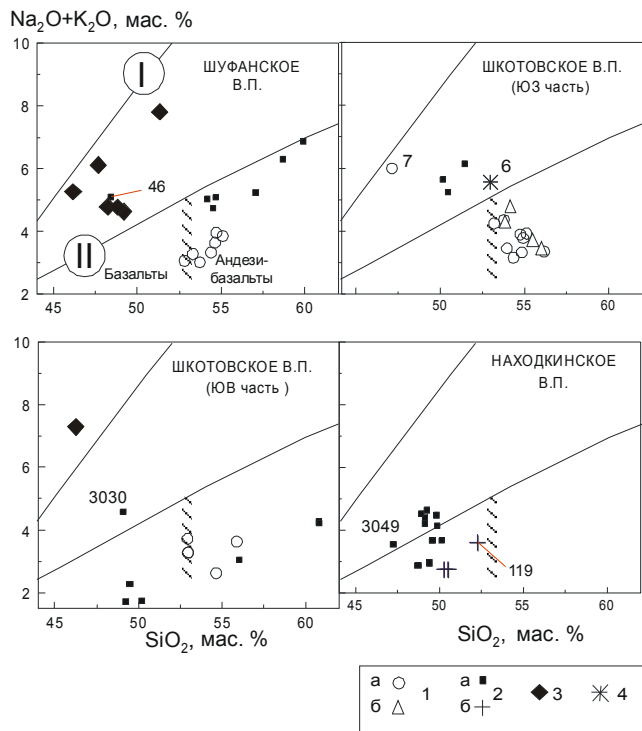
#### СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

И.И. Берсенев и Е.П. Денисов [2] отмечали принадлежность подавляющей части базальтов Южного Приморья к породам известково-щелочного ряда. На диаграмме SiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO породы распределяются и в известково-щелочную, и в толеитовую области [10, 18]. Породы сложены плагиоклазом лабрадорбитовнитового состава, авгитом, ортопироксеном от гиперстенового до энстатитового состава, рудными минералами, иногда оливином. Встречаются щелочные базальты с модалными лейцитом и нефелином [24].

Названия вулканических пород определяются по их петрографическому составу, по распределению точек на диаграмме щелочи – кремнезем и нормативному составу, рассчитанному в системе CIPW с корректировкой окисленности железа ( $Fe^{3+} = 0,15Fe_{\text{общ.}}$ , а.к.) (рис. 2, 3).

Низкокалийевые толеиты (K<sub>2</sub>O 0,2–0,3 мас. %) находятся в поле нормально щелочных пород (рис. 2), содержат нормативные оливин и гиперстен либо небольшое количество нормативного кварца. Андезибазальты – нормально щелочные породы с содержаниями SiO<sub>2</sub> 53–56 мас. %, а андезиты – 58–60 мас. %. Переходные андезибазальты и андезиты находятся вблизи границы нормально и умеренно щелочных пород (рис. 2). В качестве переходных между нормально и умеренно щелочными породами рассматриваются также оливиновые толеиты и мегаплагиофировые базальты. Они содержат в нормативном составе оливин и гиперстен. Мегаплагиофировые базальты отличаются крупными (до 7 см) выделениями

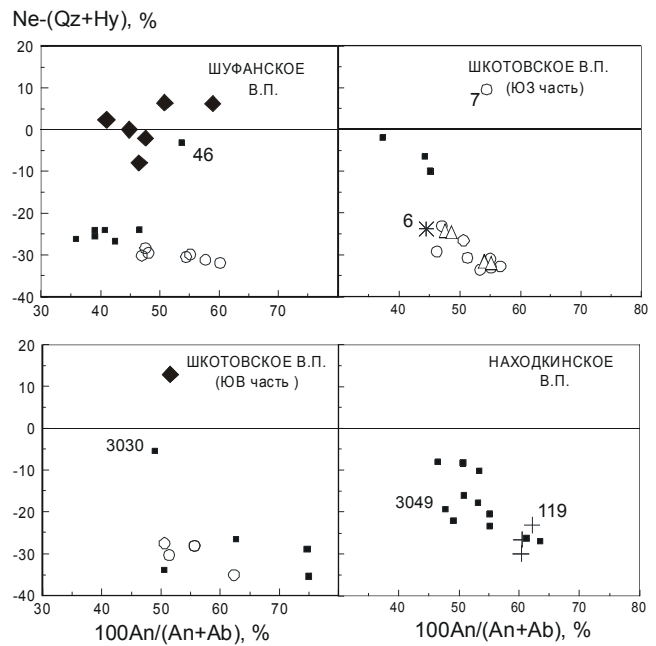




**Рис. 2.** Соотношения щелочей и кремнезема в позднекайнозойских вулканических породах Южного Приморья.

1 – лавы из андезибазальтовых пакетов, возраст 14–13 млн лет (а – Шкотовское и Шуфанское вулканические поля, б – Сандуганское вулканическое поле [14]); 2 – лавы широкого спектра составов, возраст 12–8 млн лет (а – Шкотовское, Шуфанское и Находкинское вулканические поля, б – недатированные вулканические породы нижней части разреза Находкинского поля); 3 – оливиновые толеиты, гавайиты и базаниты экструзий с глубинными включениями, возраст 8–3 млн лет; 4 – дайки и силлы низкотитанистых долеритов мелового возраста. Разделительные линии [1]: I – пород умеренной и высокой щелочности, II – пород умеренной и нормальной щелочности. Косой штриховкой разделены андезибазальты и базальты. Показаны номера образцов, отличающихся по химическому составу от преобладающих типов лав стратиграфических подразделений. Составы приведены к 100% без учета потерь при прокаливании.

плагиоклаза. Среди нефелин-нормативных пород различаются гавайиты и базаниты. Гавайит – умереннощелочной базальт с нормативным нефелином до 5 % и нормативным анортитом 30–50 %. В базаните содержания нормативного нефелина варьируют в интервале 5–20 %. Отдельную группу образуют долериты с низкими концентрациями  $TiO_2$  (0,7–0,8 мас. %). Они гиперстен-оливин-нормативные, умереннокалиевые и попадают в поле умереннощелочной серии диаграммы щелочи–кремнезем.



**Рис. 3.** Соотношения нормативных минералов. Усл. обозн. см. на рис. 2.

**СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

Низкотитанистые долериты слагают силлы и дайки в поле развития меловой коркинской серии, подстилающей юго-западную часть позднекайнозойского Шкотовского вулканического поля (обр. Ш-99-6 и Ш-01-160) (рис. 1). Далее будет показано резкое отличие меловых долеритов от позднекайнозойских вулканических пород по химическому составу и изотопным отношениям стронция.

В опорном разрезе позднекайнозойского Шуфанского вулканического плато (р. Малый Шуфан, обр. Ш-99/17-26) лавовая толща расчленяется на три пакета (снизу вверх): 1) пакет низкокалиевых известково-щелочных андезибазальтов, 2) пакет умереннокалиевых толеитовых андезибазальтов и 3) пакет высококалиевых умереннощелочных оливиновых толеитов с мантийными ксенолитами. По отношению к нижнему пакету лавы среднего пакета обогащены щелочами и кремнеземом, а в нормативном составе содержат меньше анортита (рис. 2, 3). Верхний пакет (обр. Ш-99-26) по химическому составу лав и присутствующим глубинным включениям сопоставляется с экструзией Слабинка (обр. М-5200, Ш-99-16). В южной части Шуфанского вулканического поля опробованы потоки, сопоставимые по химическому составу с андезибазальтами нижнего пакета опорного разреза

(обр. Я-4128 и Ш-00-103), а также поток мегаплагийофировых базальтов (обр. Ш-00-46).

В основании опорного разреза юго-западной части Шкотовского вулканического поля (Лев. Горбатый ключ, обр. Ш-99/1-12) встречены базаниты (обр. Ш-99-7). Фрагментарность выхода пород не позволяет решить, представляет ли это обнажение лавовый поток либо является магмоподводящим каналом. Гипсометрически выше базанитов следуют три пакета лав: 1) пакет массивных афировых голубовато-серых толеитовых андезибазальтов с умеренными содержаниями калия, 2) пакет сиреневых пористых и черных массивных анамезитовых низкокальциевых известково-щелочных андезибазальтов и 3) пакет мегаплагийофировых базальтов. Мощность пакетов меняется по площади. Нижние пакеты составляют от десятков до первых сотен метров, мощность верхнего пакета превышает 250 м. В карьере ст. Смоляниново обнажена однородная андезибазальтовая толща (обр. Ш-00/105-111).

В опорном разрезе юго-восточной части Шкотовского вулканического поля основание составляют андезиты, а выше перемежаются низкокальциевые толеитовые базальты, андезибазальты и оливинные толеиты (обр. ЮМ/3032-3025, Р369/2-13). В 4 км к юго-западу разрез представлен известково-щелочными андезибазальтовыми лавами (обр. Ш-00/112-115), прорванными базанитовой экструзией Старикова (обр. Ш-00-116).

В опорном разрезе Находкинского вулканического поля (мыс Поворотный, обр. ЮМ/3036-3049) андезибазальты отсутствуют. Два лавовых потока из основания разреза имеют наиболее низкие содержания суммы щелочей и повышенные концентрации  $\text{SiO}_2$  (50,3–50,5 мас. %). В дайке, опробованной юго-восточнее пос. Врангель (обр. Ш-00-119), содержание  $\text{SiO}_2$  максимальное (52,3 мас. %). Породы вышележащей лавовой толщи на диаграмме рис. 2 располагаются у разделительной линии нормально и умеренно щелочных пород. В лавовой последовательности отчетливо меняются концентрации титана. В двух нижних потоках опорного разреза определены сравнительно низкие содержания  $\text{TiO}_2$  (1,27–1,31 мас. %). В лавах средней и верхней частей разреза концентрации  $\text{TiO}_2$  повышаются (1,87–2,76 мас. %) и достигают максимума (5,7 мас. %) в верхнем потоке (обр. ЮМ-3049).

По К-Аг датировкам (табл. 1) в развитии позднекайнозойского вулканизма Южного Приморья различаются три временных интервала с различными составами лав: 1) интервал начального вулканизма 14–13 млн лет назад, 2) промежуточный интервал

12–8 млн лет назад и 3) интервал заключительного вулканизма 8–3 млн лет назад (рис. 4).

Лавы первого интервала представлены датированными пакетами андезибазальтов нижних частей опорных разрезов Шкотовского и Шуфанского вулканических полей. Для пород из пакета сиреневых известково-щелочных андезибазальтов разреза Лев. Горбатого ключа (юго-западная часть Шкотовского поля) измерен возраст  $13,0 \pm 0,7$  млн лет. Датировка показывает, что два нижних пакета этого разреза образовались не позже, чем 13 млн лет назад. Близкая датировка  $13,3 \pm 1,0$  млн лет получена для пород из разреза р. Шуфан. С датированными лавами временного интервала начального вулканизма по содержаниям петрогенных оксидов и нормативных минералов сопоставляются андезибазальты, вскрытые скважинами на Сандуганском вулканическом поле [14], и андезибазальты, прорванные экструзией Старикова в юго-восточной части Шкотовского вулканического поля (рис. 1, 3, 4).

Во втором временном интервале извергался широкий спектр лав – андезиты, низкокальциевые толеитовые базальты, андезибазальты, мегаплагийофировые базальты и оливинные толеиты. Лавовые пакеты перекрывают с несогласием андезибазальтовые пакеты начального вулканизма. Возраст  $9,4 \pm 0,3$  млн лет определен для потока афировой лавы, венчающей пакет мегаплагийофировых лейкобазальтов в юго-западной части Шкотовского вулканического поля (обр. Ш-99-1, разрез Лев. Горбатого ключа, табл. 1). Для андезитового вулкана Барановского восточной окраины Шуфанского вулканического поля измерен К-Аг возраст  $8,2 \pm 0,4$  млн лет, а для базальтового вулканического конуса, расположенного в 1,5 км от него, – возраст  $10,5 \pm 0,6$  млн лет. К интервалу 12–8 млн лет назад относится разрез перемежающихся андезитов, низкокальциевых толеитов, андезибазальтов и оливинных толеитов юго-восточной части Шкотовского вулканического поля. Лавы нижней части разреза имеют К-Аг датировки  $11,8 \pm 0,3$  и  $10,8 \pm 0,3$  млн лет, а верхней –  $8,8 \pm 0,5$  и  $8,7 \pm 0,2$  млн лет [10, 32]. Андезибазальтовые лавы из средней части разреза сопоставляются по петрогенным элементам с лавами возрастом 14–13 млн лет, однако отличаются от них по концентрациям микроэлементов (см. далее). Возраст  $10,1 \pm 0,3$  млн лет измерен по образцу из средней части разреза мыса Поворотного (обр. so-73, ЮМ-3042) [10, 32]. Два нижних потока из этого разреза (ЮМ-3036 и ЮМ-3037) отличаются по петрохимическим и микроэлементным характеристикам от вышележащих лав. На вариационных диаграммах точки лав нижних потоков и дайки Ш-00-

**Таблица 1. Результаты определений К-Аг возраста позднекайнозойских вулканических пород Южного Приморья.**

№ обр.	Порода	Местоположение	К, %	$^{40}\text{Ar}_p \cdot 10^{-5}$ , нмм <sup>3</sup> /г	Воздушный Аг, %	Возраст, млн лет
Ш-99-9	Андезибазальт	Левый Горбатый ключ, средняя часть разреза	0.426	21.69	85.6	13.0±0.7
Ш-99-1	Плагииофировый базальт	Там же, верхний поток	1.805	66.52	57.2	9.4±0.3
Ш-00-116	Базанит	Экструзия Старикова	2.175	28.15	90.6	3.3±0.2
Ш-99-18	Андезибазальт	Разрез р. Шуфан, нижняя часть разреза	0.551	28.53	92.4	13.3±1.0
Ш-99-16	Оливиновый толеит	Экструзия Слабинка	1.430	39.8	80.6	7.1±0.3
Ш-99-13	Андезит	Влк. Барановский	2.587	82.79	85.7	8.2±0.4
М-5196	То же	Вулкан в 1.5 км от влк. Барановского	3.212	131.6	85.8	10.5±0.6
Р369-2	Афировый базальт	ЮВ часть Шкотовского поля, низ разреза	0.35	16.1	27.07	11.8±0.3
Р369-11	Оливиновый базальт	Там же, низ разреза	1.47	61.87	16.21	10.8±0.3
Р369-116	Оливиновый долерит	Там же, верх разреза	0.18	6.27	62.63	8.9±0.5
Р369-13	Клинопироксен- оливиновый базальт	Там же, верх разреза	1.32	44.60	14.88	8.7±0.2
SO-73	Оливиновый базальт	Мыс Поворотный, средняя часть разреза	1.35	53.28	22.30	10.1±0.3

*Примечание.* Определения выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН. Используются константы  $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_B = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ ат.}\%$  К. Концентрации калия – среднее трех измерений методом фотометрии пламени. Результаты измерений для последних пяти образцов приведены по работе [32].

119 смещены к андезибазальтам начального вулканизма.

Третий временной интервал характеризовался внедрением экструзий с глубинными включениями. Кроме экструзии Слабинка (Шуфанское поле) с измеренным возрастом  $7,1 \pm 0,3$  млн лет [18], датирована экструзия Старикова (Шкотовское поле). Ее возраст –  $3,3 \pm 0,21$  млн лет. Первая экструзия имеет оливин-толеитовый состав, вторая – базанитовый.

#### МИКРОЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ

В андезибазальтах возрастом 14–13 млн лет выявляется своеобразное распределение нормированных к хондриту концентраций редких земель (рис. 5). Они возрастают от Lu до Eu, а от Eu до La выдерживаются приблизительно на одном уровне.

В породах возрастного интервала 12–8 млн лет определены разнообразные спектры редких земель. На Шуфанском вулканическом поле и в юго-западной части Шкотовского лавы этого возраста резко отличаются от лав нижних андезибазальтовых пакетов повышенными нормированными содержаниями редких земель и постепенным возрастанием нормиро-

ванных концентраций от тяжелых элементов ряда к легким. В юго-восточной части Шкотовского вулканического поля обращают на себя внимание спектры низкокальциевых толеитовых базальтов, не показывающих какого-либо обогащения легкими элементами ряда. Нормированные концентрации весьма низкие (~10). Линия андезитов поднята относительно толеитовых базальтов со слабым обогащением группой легких редких земель. В них отчетливо выражен Еу-минимум. Андезибазальты из этого же разреза занимают промежуточное положение между толеитовыми базальтами и андезитами и также не обнаруживают обогащения легкими элементами ряда (на диаграмме рис. 5 не показаны). Оливиновые толеиты (обр. ЮМ-3030) имеют характерный для пород этого типа редкоземельный спектр с последовательным обогащением легкими элементами. На Находкинском вулканическом поле лавы нижней части разреза отличаются более низкими концентрациями редких земель по сравнению с вышележащими лавами. Наиболее высокое положение имеет линия концентраций редких земель верхнего потока высокотитанистых лав (обр. ЮМ-3049). Дайка Ш-00-119 имеет особый



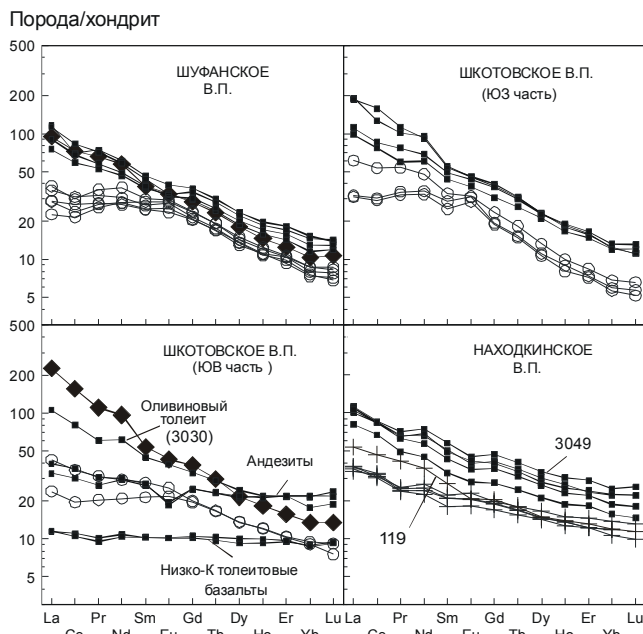


Рис. 5. Концентрации редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [38].

Усл. обозн. см. на рис. 2.

приближаются к составу ОИВ. Мегаплагифирические базальты Шкотовского поля отличаются от одновозрастных лав Шуфанского поля отчетливо выраженным минимумом Th-U и Cs-Rb, разделенными максимумом Ba. В свою очередь, в лавах Шуфанского поля резко выражен максимум Pb, не характерный для мегаплагифирических лав Шкотовского вулканического поля (рис. 6). В переходных андезитах Барановского вулкана максимумы Ba, K и Pb сохраняются. Хорошо выражены минимумы Th-U и Nb-Ta [18]. На Находкинском поле отчетливо различаются элементные спектры лав нижней части разреза и вышележащей лавовой толщи. Первые подобны спектрам андезибазальтовых лав возрастом 14–13 млн лет. Вторые приближаются к спектру состава ОИВ. Выделяются минимумы U и Pr-Sr, а также максимумы Ba, K и Pb. Дайка Ш-00-119 отличается глубокими минимумами Nb-Ta, Zr-Hf и высокими концентрациями Cs-Rb. Верхний поток ЮМ-3049 имеет максимальные концентрации совместимых элементов ряда (Ti, Y, Yb) и низкие концентрации Rb-Cs. В юго-восточной части Шкотовского вулканического поля выявляется резкое отличие элементного спектра оливинных толеитов (обр. ЮМ-3030) от спектров ряда низкокалийный толеитовый базальт – андезит. Первые подобны ОИВ и отличаются от него обеднением Cs, U и обогащением Pb. Вторые имеют весьма глубокий минимум Nb-Ta-La-Ce и повышенные концентрации

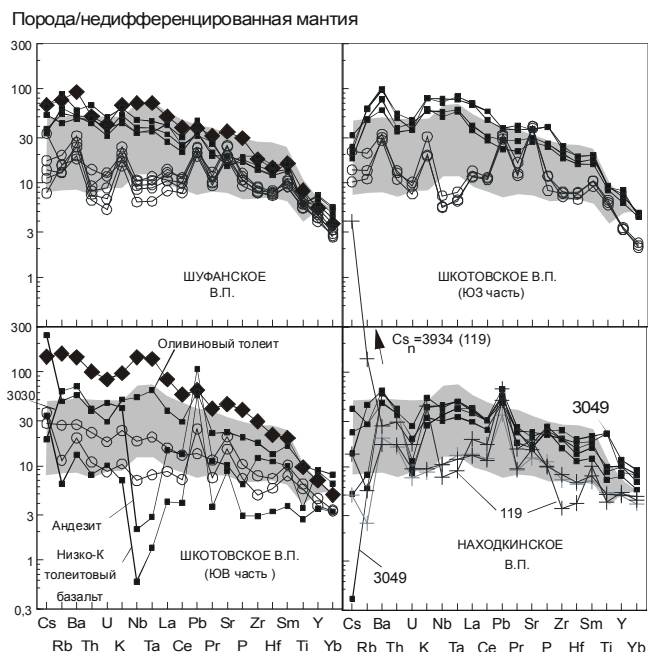


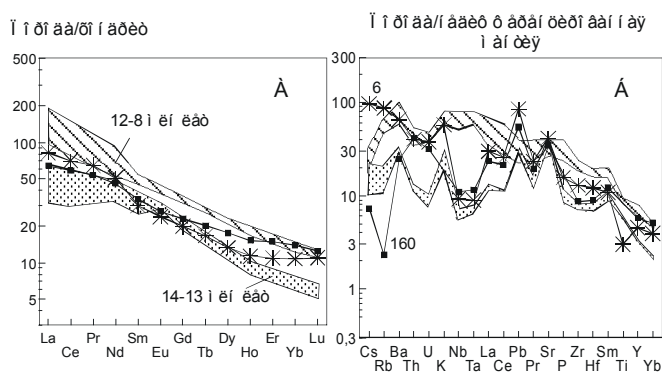
Рис. 6. Концентрации ряда несовместимых и совместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии [29].

Усл. обозн. см. на рис. 2. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [38]. Серой заливкой выделена область между средними составами базальтов океанических островов (ОИВ) и обогащенных базальтов срединных океанических хребтов (E-MORB) [38].

Cs, Pb. В средней части и в конце ряда низкокалийные толеитовые базальты опускаются ниже линии E-MORB.

Породы экструзий Шуфанского вулканического поля возрастного интервала 8–3 млн лет приближаются по составу к базальту океанических островов. Базанит экструзии Старикова юго-восточной части Шкотовского поля показывает более обогащенный элементный спектр.

На диаграммах нормирования составов к хондриту и недифференцированной мантии (рис. 7) меловые долериты из дайки и силла различаются между собой по концентрациям наиболее несовместимых элементов. Спектры редкоземельных элементов пересекаются. По сравнению с позднекайнозойскими лавами дайка Ш-99-6 обогащена Ba, Rb и Cs, а силла Ш-01-160 обеднен этими элементами. Ряд менее несовместимых элементов меловых долеритов в общем подобен ряду андезибазальтов возрастом 14–13 млн лет и отличается от них повышенными концентрациями Th, U и низкой концентрацией Ti. Обращает на себя внимание сходство меловых долеритов и анде-

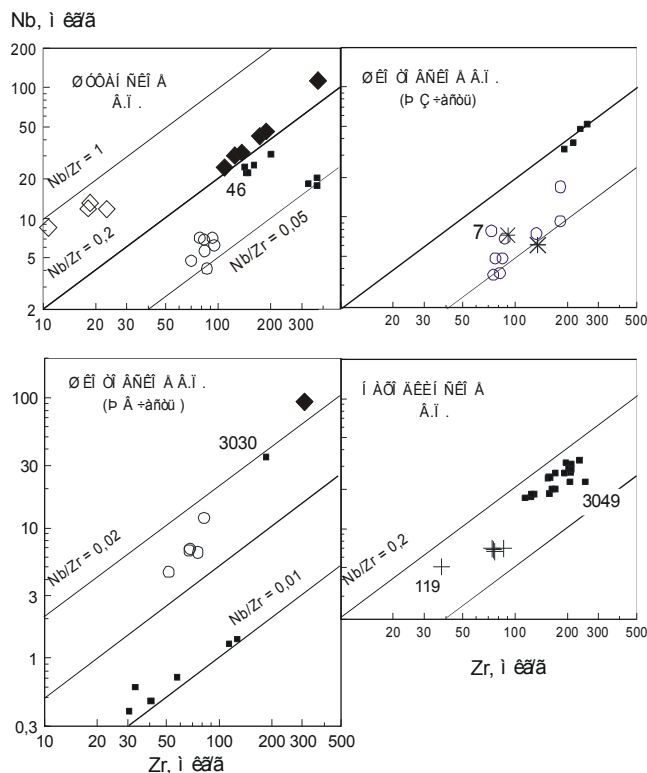


**Рис. 7.** Сопоставление позднекайнозойских лав юго-западной части Шкотовского вулканического поля с меловыми долеритами из дайки (обр. Ш-99-6) и силла (обр. Ш-01-160) в подстилающем фундаменте на диаграммах нормирования составов к хондриту (А) и к недифференцированной мантии (Б). Составы позднекайнозойских лав возрастом 14–13 и 12–8 млн лет показаны на рис. 5 и 6.

зибазальтов по концентрациям средних редких земель и обогащение первых относительно последних по легким и тяжелым элементам ряда (рис. 7, А).

Изменения микроэлементов в стратиграфических последовательностях лав отчетливо выражены в координатах Nb-Zr (рис. 8). В меловых долеритах и андезибазальтах возрастом 14–13 млн лет Nb/Zr варьирует от 0,05 до 0,09. В лавах возрастного интервала 12–8 млн лет это отношение меняется в более широких пределах. В переходных андезитах вулкана Барановского Nb/Zr составляет около 0,05, в породах ряда толеитовый базальт – андезит юго-восточной части Шкотовского вулканического поля снижается до 0,01, а в породах оливин-толеитового состава этой территории и в других разновидностях пород, близких к ОИВ, из юго-западной частей Шкотовского и Шуфанского вулканических полей Nb/Zr приближается к 0,02. В разновозрастных лавах Находкинского вулканического поля определен интервал Nb/Zr 0,09–0,16 при существенных вариациях концентраций ниобия и циркония. В породах более молодых экструзий Nb/Zr превышает 0,2.

Начальные стронциевые изотопные отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> в разновозрастных лавах вулканических полей Южного Приморья существенно меняются (табл. 2). В меловых долеритах измерены  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,705680 и 0,705760 (начальные отношения на время 100 млн лет назад – 0,705672 и 0,705512). В перекрывающих андезибазальтах из юго-восточной части Шкотовского вулканического поля возрастом 14–13 млн лет определен широкий диапазон стронциевых



**Рис. 8.** Соотношения Nb–Zr.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Незалитым ромбом здесь и далее показаны составы включений из риолитов п-ова Краббе.

изотопных отношений. Лавы нижнего пакета обогащены радиогенным изотопом  $^{87}\text{Sr}$  и показывают общий интервал ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 0,70450–0,706373. В лавах второго пакета начальные отношения изотопов стронция снижаются до 0,703976–0,704000. В разновозрастных андезибазальтовых лавах Шуфанского вулканического поля ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> меняются в интервале 0,7045–0,705, а в андезибазальтах из юго-восточной части Шкотовского вулканического поля снижаются до интервала 0,70415–0,70430. В лавах возрастом 12–8 млн лет и более молодых экструзиях Шуфанского вулканического поля и юго-восточной части Шкотовского в общем проявляется такая же тенденция: в лавах первого поля начальные отношения повышенные (0,7045–0,7053), а второго – более низкие (0,7035–0,7042). В мегаплагиофировых базальтах юго-западной части Шкотовского вулканического поля измерен промежуточный узкий интервал начальных стронциевых отношений (0,70445–0,70461).

#### ИДЕНТИФИКАЦИЯ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПОНЕНТОВ

Вариации химического состава и изотопных отношений стронция в стратиграфических последовательностях вулканических пород интерпретиру-

**Таблица 2. Химический состав и изотопные отношения стронция представительных образцов позднекайнозойских вулканических пород Южного Приморья.**

Компоненты	Ш-99-1*	Ш-99-9	Ш-99-7	Ш-00-116	Ш-00-115	ЮМ-3027	ЮМ-3029	ЮМ-3031
SiO <sub>2</sub> , мас%	49.7	55.5	43.66	45.3	54.27	55.92	48.97	60.33
TiO <sub>2</sub>	2.31	1.70	1.39	2.45	1.47	0.85	0.67	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.13	14.92	19.2	15.75	15.9	18.97	16.48	15.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.27	1.72	5.13	4.03	3.03	2.99	2.47	3.45
FeO	7.05	6.97	5.99	8.47	6.9	5.62	7.97	5.72
MnO	0.14	0.11	0.46	0.19	0.12	0.15	0.17	0.13
MgO	5.10	7.14	2.71	6.34	6.82	2.84	10.81	2.44
CaO	7.94	7.28	8.1	7.49	8.07	9.32	10.20	6.09
Na <sub>2</sub> O	3.33	2.76	4.75	4.43	2.30	2.72	1.51	3.01
K <sub>2</sub> O	2.26	0.55	0.81	2.71	0.30	0.33	0.19	1.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.81	0.17	0.44	0.79	0.15	0.10	0.05	0.13
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.09	0.32	0.07	0.33	0.13	0.10	0.00	0.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.56	0.39	7.14	1.86	0.74	0.56	0.67	0.62
Сумма	99.69	99.53	99.85	100.14	100.2	100.47	100.16	99.96
Sc, мкг/г	19.55	18.4	32.9	17.4	11.5	35.9	46.9	31.0
Rb	36.8	6.6	15.3	92.8	6.9	6.3	3.5	28.9
Sr	741	795	444	896	298	230	193	203
Y	34	14	45	30	16	29	17	39
Zr	248	82	181	309	51	57	33	127
Nb	49.4	3.7	9.2	92.9	4.6	0.7	0.6	1.4
Cs	0.18	0.08	0.60	1.13	0.29	0.21	0.16	1.92
Ba	649	199	226	934	130	128	86	372
La	44.8	7.6	20.4	53.3	5.6	4.6	2.7	9.4
Ce	87.3	18.7	50.2	95.1	12.0	10.8	6.5	22.2
Pr	9.5	3.2	7.7	10.2	1.9	1.6	0.9	2.9
Nd	42.7	16.0	34.3	44.0	9.6	8.1	4.8	13.8
Sm	8.0	4.3	7.5	8.0	3.2	2.7	1.5	4.1
Eu	2.5	1.8	1.7	2.4	1.2	0.9	0.6	1.1
Gd	7.7	3.9	7.6	7.6	3.9	3.6	2.1	4.9
Tb	1.09	0.52	1.18	1.03	0.62	0.64	0.34	0.81
Dy	5.69	2.74	6.73	5.29	3.36	4.20	2.47	5.38
Ho	1.00	0.49	1.36	1.00	0.66	0.93	0.54	1.16
Er	2.54	1.18	3.70	2.51	1.65	2.80	1.54	3.51
Yb	1.99	0.96	3.48	2.18	1.46	2.76	1.40	3.54
Lu	0.27	0.14	0.52	0.33	0.18	0.44	0.23	0.53
Hf	5.39	2.20	3.98	6.03	1.63	1.64	0.89	3.15
Ta	2.94	0.24	0.44	5.04	0.30	0.08	0.07	0.11
Pb	3.00	2.46	18.10	5.00	1.93	4.43	2.59	8.44
Th	4.10	1.08	0.76	7.89	0.87	0.88	0.70	3.04
U	0.84	0.19	0.28	1.67	0.17	0.29	0.21	0.94
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704650±13	0.704020±11	0.706413±11	0.703948±9	0.704308±14	0.703520±10	0.704087±17	0.703945±13
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	0.704610	0.703980	0.706373	0.703908	0.704268	0.703510	0.704081	0.703885

*Примечание.* Местоположение образцов и типизация пород показаны на рис. 1 и 4. \* - средние измерений концентраций микроэлементов по двум навескам с контролем измерений U, Th, Nb и Ta в режиме накопления. Отсутствие данных – определений не производилось. Для <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr показана погрешность по последним цифрам (2σ). Аналитики: Л.В. Шкадюк, М.А Смагунова (петрогенные элементы); М.Е. Маркова (подготовка проб, метод ICP-MS); В.И. Ложкин, Е.П. Чебыкин (съемка на приборе, метод ICP-MS). Полную таблицу данных можно получить по электронной почте (e-mail: rasssk@crust.irk.ru).

Таблица 2. (Окончание).

Компоненты	ЮМ-3049	ЮМ-3045*	ЮМ-3036*	Ш-00-119	Ш-99-16	Ш-99-22	Ш-99-18	Ш-99-13	Ш-99-6
SiO <sub>2</sub> , мас%	46.25	47.78	48.37	51.47	47.48	53.80	53.10	58.18	51.08
TiO <sub>2</sub>	5.72	1.85	1.27	1.07	2.18	1.57	1.67	1.94	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.39	16.46	15.60	17.00	13.74	14.98	15.25	14.53	19.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.64	4.95	7.08	1.67	4.07	3.99	2.63	3.74	5.67
FeO	7.11	6.57	3.61	6.9	7.67	6.48	8.53	3.99	3.51
MnO	0.18	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.15	0.10	0.12
MgO	6.76	7.02	8.18	6.74	10.52	6.14	6.04	4.34	4.52
CaO	7.94	8.8	9.11	9.74	7.48	6.94	8.26	5.50	5.55
Na <sub>2</sub> O	2.71	2.45	2.4	2.32	2.80	3.76	2.29	3.05	3.76
K <sub>2</sub> O	0.77	0.41	0.26	1.24	1.91	1.24	0.69	3.19	1.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.34	0.2	0.2	0.47	0.35	0.24	0.58	0.31
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.86	1.33	2.36	0.00	0.0	0.02	0.19	0.07	0.02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.51	1.53	1.10	1.70	1.38	0.36	0.47	0.53	3.36
Сумма	100.32	99.63	99.67	100.19	99.83	99.76	99.51	99.74	99.81
Sc, мкг/г	29.9	28.3	29.6	21.3	24.3	19.9	22.3	17.1	14.5
Rb	4.2	2.9	3.4	82.1	46.9	25.8	11.9	60.4	52.4
Sr	357	401	290	383	556	384	498	720	826
Y	44	29	23	23	24	25	20	27	19.5
Zr	230	119	81	38	137	145	93	329	135
Nb	22.9	17.4	6.8	5.1	31.9	22.4	7.1	18.4	6.1
Cs	0.02	0.05	0.11	31.08	0.26	0.42	0.14	0.71	0.76
Ba	394	297	113	176	813	316	209	756	132
La	25.2	15.0	8.5	12.7	22.3	17.7	9.0	33.9	19.4
Ce	52.0	31.5	19.4	28.8	44.4	36.1	18.5	92.6	43
Pr	6.4	3.8	2.3	3.9	6.1	4.9	3.3	10.8	6.0
Nd	32.0	18.8	11.8	16.8	26.1	21.1	17.0	46.9	23.0
Sm	8.0	4.7	3.2	4.1	5.6	5.4	4.4	9.6	4.4
Eu	2.4	1.8	1.2	1.2	1.9	1.9	1.7	2.8	1.4
Gd	8.8	5.4	3.8	4.1	5.7	5.9	4.8	8.2	4.0
Tb	1.37	0.85	0.63	0.69	0.80	0.84	0.67	1.04	0.59
Dy	7.93	4.85	3.82	3.66	4.46	4.62	3.55	5.30	3.29
Ho	1.57	1.01	0.78	0.76	0.80	0.86	0.66	0.92	0.62
Er	4.22	2.59	2.16	2.11	2.00	2.29	1.67	2.16	1.74
Yb	3.79	2.35	2.06	1.93	1.67	1.86	1.29	1.65	1.73
Lu	0.32	0.38	0.32	0.28	0.26	0.29	0.19	0.24	0.27
Hf	5.28	2.74	1.94	1.16	3.21	3.40	2.20	7.20	3.42
Ta	1.52	1.11	0.45	0.33	1.79	1.36	0.40	1.06	0.33
Pb	4.46	2.33	6.13	5.23	2.02	2.72	1.67	6.97	6.72
Th	3.19	1.78	1.37	2.33	2.76	3.74	0.65	3.68	3.19
U	0.18	0.15	0.20	0.35	0.61	0.78	0.18	0.80	0.77
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.704187±13			0.704500±12	0.704280±10	0.704460±21	0.704756±10	0.705760±17
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>		0.704184			0.704460	0.704240	0.704420	0.704716	0.705512

ются с позиций смещения мантийных и коровых выплавок.

В работе [18] показано индикаторное значение для определения мантийных и коровых компонентов в базальтовых расплавах Шкотовского и Шуфанского вулканических полей отношений Ce/Pb и K-Nb. Они

не меняются при кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов и отражают состав плавления субстрата [38]. В базальтах океанов Ce/Pb составляет 25±5, а в породах континентальной коры – 3–5. В различных типах базальтов океанов K/Nb имеет значение около 250. В нижней части континен-



тальной коры K/Nb – 1020, в средней части коры возрастает до 2150, а в ее верхней части имеет промежуточное значение 1320 [37]. Это отношение является важным показателем субдукционных магматических серий, для которых в целом характерна отрицательная аномалия ниобия и положительная аномалия калия.

На рис. 9 и 10 развитие позднекайнозойского магматизма Южного Приморья представлено в координатах трех компонентов: 1) мантийного материала, близкого к OIB, 2) компонента коры с субдукционными характеристиками (K1) и 3) компонента с характеристиками океанической коры (K2).

Компонент K1, обозначенный в качестве субдукционного, соответствует составу ксенолитов, отобранных из палеогеновых риолитовых туфов южного берега п-ва Краббе. По результатам исследований М.А. Мишкина, эти породы представлены биотит-мусковитовыми, реже биотитовыми, гранат-биотит-мусковитовыми и биотит-мусковит-андалузитовыми микросланцами. Ксеногенный материал характеризуется высокими Ce/Pb и K/Nb при повышенном Th/U. Вблизи линии смешения мантийных расплавов типа OIB с субдукционным компонентом K1 располагаются точки находкинской дайки Ш-00-119, меловых долеритов и перекрывающих их андезитобазальтов возрастом 14–13 млн лет юго-западной части Шкотовского вулканического поля, а также переходные андезиты вулкана Барановского.

Компонент K2 выделяется по тренду лав основания находкинского разреза, обозначающему смешение мантийного материала, аномально обогащенного Th по отношению к U, с компонентом, аномально обогащенным Pb по отношению к Ce. Такое обогащение свинцом может быть связано с вовлечением в плавление пород, содержащих сульфиды. Компонент K2 не является субдукционным, поскольку K/Nb в нем остается низким. Он характеризует процессы, присущие океаническому фрагменту Самаркинского террейна, расположенному южнее Сергеевского. К линии смешения OIB и компонента океанической коры K2 смещены точки лав Шуфанского вулканического поля и частично юго-восточной окраины Шкотовского.

Отношения Th/U существенно варьируют в лавах средней и верхней частей разреза мыса Поворотного Находкинского вулканического поля. При Ce/Pb, близком к таковому в OIB (25), отношение Th/U также близко к характерному для OIB (4), а при снижении Ce/Pb до 10 отношения Th/U повышаются до 19. Максимальное значение Th/U измерено в верхнем потоке высокотитанистого базальта. Отноше-

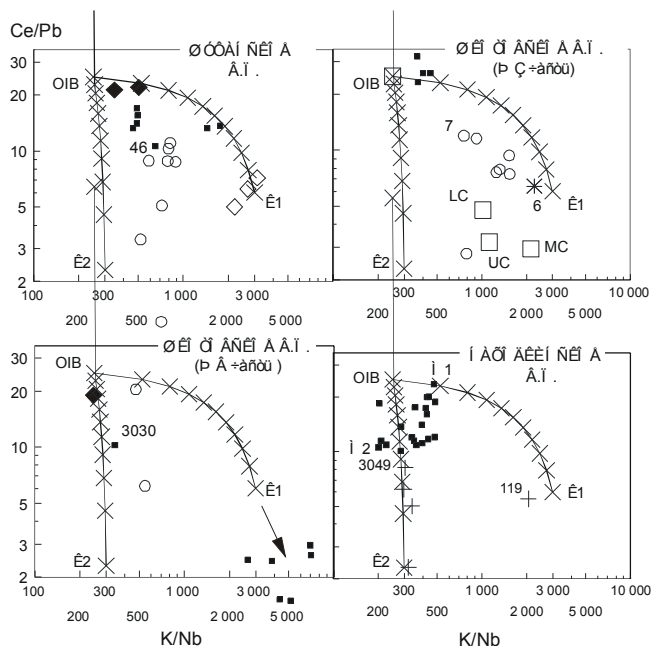


Рис. 9. Соотношения Ce/Pb – K/Nb.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 8. Большими квадратами выделены составы нижней коры (LC), средней коры (MC), верхней коры (UC) [37] и OIB [38]. Обозначены мантийные компоненты M1 и M2 и коровые компоненты K1 и K2. Стрелка показывает направление смешения составов от субдукционного компонента K1 к более обедненному субдуцированному материалу Самаркинского террейна.

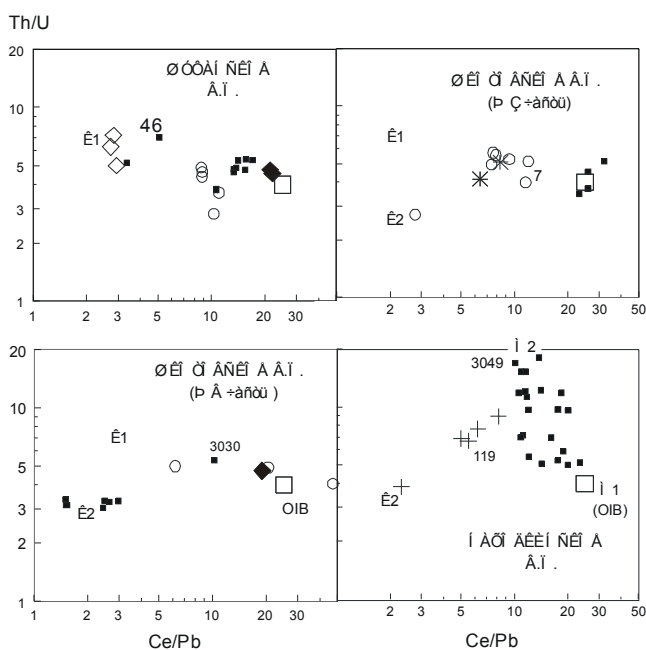


Рис. 10. Соотношения Th/U – Ce/Pb.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 8 и 9.

ние K/Nb в этом потоке ниже отношения в ОИВ, а в лавах средней и верхней частей разреза повышается до 500. На диаграммах Ce/Pb–K/Nb и Th/U–Ce/Pb (рис. 9, 10) лавы средней и верхней частей находкинского разреза обозначены в виде ряда смещения компонентов мантийной части литосферы M1 и M2.

Коэффициенты распределения U между различными минеральными фазами мантийных пород и расплавом практически не отличаются от коэффициентов распределения Th, поэтому Th/U изливающих базальтовых расплавов, не контаминированных корой, соответствуют отношениям в плавящемся мантийном материале. В обычном минеральном парагенезисе мантийного перидотита обогащение Th относительно U не происходит, но может достигаться при плавлении ее участков уникального состава, к примеру, содержащих циркон. Для этого минерала определено  $1 < D^{Th} < D^U$  [26]. Другой механизм повышения Th/U допускается в зонах субдукции в связи с более высоким  $D^{Th}$  (~0,5) и более низким  $D^U$  (~0,1) амфиболов известково-щелочных магм. С удалением частичных выплавов из амфибол- и флогопитсодержащих реститов Th/U отношения в них должны возрастать. Однако эффективность этого механизма слабая, и обычно Th/U в субдукционных лавах не превышает 6 [28].

Особый компонентный состав имеет ряд низкокальциевых толеитовых базальтов – андезитов юго-восточной части Шкоговского вулканического поля. В координатах Ce/Pb – K/Nb они находятся на продолжении тренда смещения ОИВ с компонентом K1 и отличаются от последнего пониженным Th/U. Судя по низкому положению низкокальциевых толеитовых базальтов на диаграммах нормирования (рис. 5, 6), эти составы могут обозначать сильно обедненный материал океанической коры, модифицированный субдукционными процессами во фрагменте Самаркинского террейна у северной границы Сергеевского. Можно предположить также, что низкокальциевые толеитовые базальты представляют собой результат смешения астеносферного обедненного материала с субдуцированным материалом Самаркинского террейна.

Пространственно-временные различия состава лав, излившихся в пределах террейнов Арсеньевской зоны и Самаркинского террейна, хорошо подчеркиваются на диаграмме Nb/La – Ba/La (рис. 11). Лавы Южного Приморья, близкие по составу к ОИВ, имеют повышенные отношения Nb/La и попадают в фигуративное поле базальтов вулканического поля Джеронимо с типичными характеристиками астеносферного материала активной континентальной окраины Запада США. В лавах, содержащих примесь субдукци-

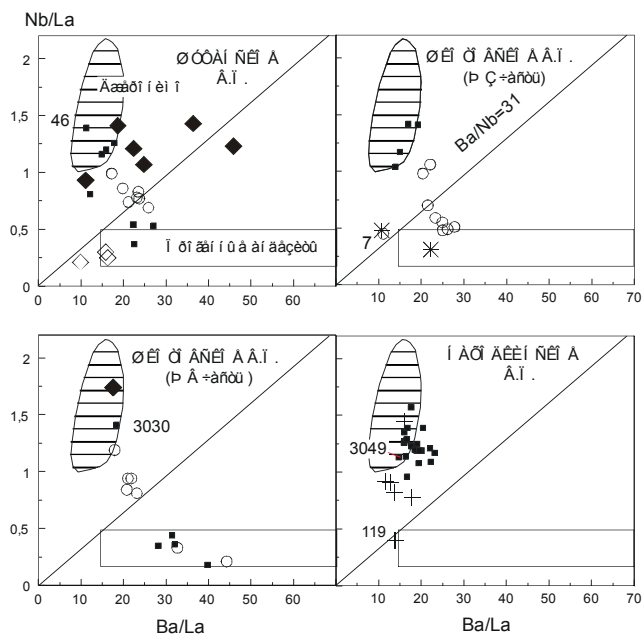


Рис. 11. Соотношения Nb/La – Ba/La.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 8 и 9. Фигуративные поля пород Джеронимо и орогенных андезитов показаны по работе [35].

онного компонента, Nb/La снижаются. Увеличение Ba/La связано с преобразованием более обедненного субдуцированного материала океанической коры Самаркинского террейна. Лавы нижней части разреза Нходкинского поля имеют пониженное Nb/La, но превышающее его значения в орогенных андезитах.

#### ОБЕДНЕННЫЕ И ОБОГАЩЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Для коровых и мантийных ксенолитов из кайнозойских вулканических пород Японских островов характерны повышенные изотопные отношения стронция. В нижнекоровых мафических гранулитах, габброидных и амфиболитовых включениях из щелочных базальтов о. Оки-Дого, кратера Ичиномегата и других местонахождений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> на время 15 млн лет назад меняется в интервале от 0,7046 до 0,7071, а в лерцолитах – от 0,7044 до 0,7055. Породы обогащены по отношению к хондритовому значению 0,7045. Таким образом, глубинные ксенолиты, по-видимому, характеризуют в целом обогащенный коровый и мантийный материал пород аккрецированных континентальных блоков, хотя встречаются отдельные образцы лерцолитов с более низкими стронциевыми изотопными отношениями [30].

Субдуцированные породы Тихоокеанской плиты и поднимающиеся из астеносферной мантии позднекайнозойские базальтовые расплавы обладают

низкими изотопными отношениями стронция и высокими отношениями изотопов неодима. Фундамент впадин Японского моря составляет новообразованная кора океанического типа с фрагментами континентальной. По-видимому, под активной окраиной Южного Приморья новая кора также могла формироваться при застревании тяжелых астеносферных мантийных расплавов под легкой корой (механизм “underplating”), а, подвергаясь переработке субдукционными процессами, этот новообразованный материал должен был приобретать “субдукционные” микроэлементные характеристики. В то же время, первичная гетерогенность по степени обеднения и обогащения материала могла создаваться в допозднекайнозойское время при аккреции террейнов обедненной океанической коры к террейнам обогащенной континентальной коры.

В координатах  $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (рис. 12) выявляются процессы контаминации мантийных расплавов коровыми выплавками. В мантийных магматических расплавах с высокими концентрациями стронция (низкими  $1/^{86}\text{Sr}$ ) изотопные отношения могут смещаться только при существенной примеси корового материала. Если концентрации стронция снижаются ( $1/^{86}\text{Sr}$  возрастают), вариации стронциевых изотопных отношений становятся чувствительными к примеси коровых компонентов.

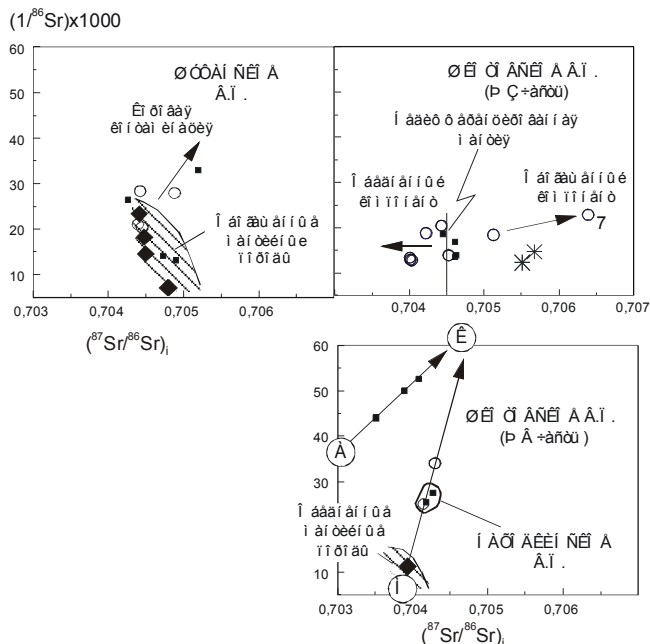


Рис. 12. Соотношения  $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ .

Усл. обозн. см. на рис. 2. На правом нижнем рисунке в кружочках показаны смешивающиеся компоненты: А – астеносферный, К – коровый и М – мантийной части литосферы (объяснения в тексте).

Лавы и экструзии Шуфанского вулканического поля по изотопным отношениям стронция являются производными плавления обогащенного мантийного материала ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0,7045$ ). При  $1/^{86}\text{Sr} > 28$  намечается относительное смещение точек с повышением  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p$ , связанным с коровой контаминацией. На Находкинском вулканическом поле и в юго-восточной части Шкотовского базальты выплавлялись из обедненных мантийных пород ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,7045$ ). На диаграмме  $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  пять проанализированных образцов располагаются на одной линии. Отдельную линию смешения в более обедненной области диаграммы образуют породы ряда низкокалийный толеитовый базальт – андезит. Пересечение линий дает значение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \sim 0,7047$  вероятного примесного компонента коры Самаркинского террейна. Гипотеза общего примесного компонента коры Самаркинского террейна согласуется с микроэлементными данными, свидетельствующими о смешении этого компонента с астеносферными выплавками.

Иные вариации изотопов стронция установлены в лавах юго-западной части Шкотовского вулканического поля. Андезибазальты возрастом 14–13 млн лет обнаруживают широкий разброс  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  при низких  $1/^{86}\text{Sr} (< 21)$ . Наиболее поздние магаплагиофировые базальты имеют узкий интервал значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p$ , соответствующих составу недифференцированной мантии (0,7045). Особенности смешения мантийного компонента такого состава с компонентами, обедненным и обогащенным радиогенным изотопом  $^{87}\text{Sr}$ , проявляется на диаграмме  $\text{Sr}/\text{Zr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ . Лавы, обедненные радиогенным изотопом стронция, имеют высокие  $\text{Sr}/\text{Zr}$ , а обогащенные – низкие (рис. 13). Это указывает на зависимость  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от концентраций стронция в источнике. При его высоких концентрациях (высоких  $\text{Sr}/\text{Zr}$ ) изотопные отношения со временем не менялись и слабо отличались от начальных отношений ( $\sim 0,704$ ). При низких концентрациях стронция (низких  $\text{Sr}/\text{Zr}$ ) накопление радиогенного изотопа  $^{87}\text{Sr}$  приводило к заметному возрастанию  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Обедненный тип корового компонента лав юго-западной части Шкотовского вулканического поля с высоким  $\text{Sr}/\text{Zr}$  объясняется его принадлежностью к субдуцированной океанической плите. Пелагические осадки северной части Тихого океана характеризуются высокими  $\text{Sr}/\text{Zr}$  [34] и высокими  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [28, 40, 42]. В морских карбонатах стронций также резко преобладает над цирконием (и над рублидием), а стронциевые отношения в фанерозойских карбонатах варьируют от 0,7068 до 0,7092 [27]. Таким образом, позднекайнозойские лавы включают субдуциро-

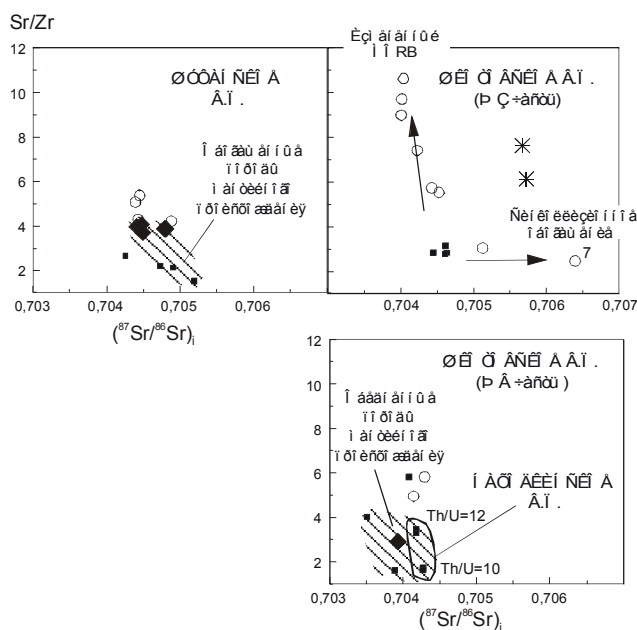


Рис. 13. Соотношения Sr/Zr –  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ .

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ванный океанический материал, не содержащий ни пелагических осадков, ни океанических карбонатов. Сравнительно низкие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (~0,704) свойственны измененным базальтам срединных океанических хребтов (MORB) [28]. Примесь компонента этого типа может дать тренд увеличения Sr/Zr (рис. 13). Образование обогащенного компонента объясняется увеличением роли калия (и радиоактивного изотопа  $^{87}\text{Rb}$ ) в результате синколлизийной переработки литосферного материала. Коллизия во фронтальной части Сергеевского террейна косвенным образом подтверждается наличием глаукофановых сланцев [7].

Повышенные  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  при повышенных Sr/Zr и низких  $1/^{86}\text{Sr}$  в меловых долеритах из фундамента юго-западной части Шкотовского вулканического поля могут отражать плавление материала с примесью пелагических осадков и/или карбонатов.

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

На активной континентальной окраине Южного Приморья выделяются три временных интервала позднекайнозойского магматизма: 1) интервал 14–13 млн лет назад извержений андезибазальтовых лав, 2) интервал 12–8 млн лет назад извержений низкокальцевых толеитовых базальтов, андезибазальтов, андезитов, оливиновых толеитов и мегаплагиофировых базальтов и 3) интервал 8–3 млн лет назад остаточных внедрений экзтрузий оливин-толеитового – базанитового состава с глубинными включениями.

По вариациям химического состава лав установлена гетерогенность мантийной части литосферы и коры, обусловленная аккрецией коры к континентальной окраине. В процессе развития магматизма на северной и юго-восточной границах Сергеевского террейна в плавление вовлекались геохимически разнотипные источники литосферной мантии и коры. На его границе с южным фрагментом Самаркинского террейна (на Находкинском вулканическом поле) первые лавы оливин-толеитового состава были производными плавления слегка обогащенных пород океанической коры типа E-MORB с низким Ce/Pb, а более поздние – обедненной литосферной мантии с аномально высоким Th/U. Вдоль северной границы Сергеевского террейна происходила смена источников при переходе от Арсеньевской зоны Ханкайского массива к Самаркинскому террейну. На границе с Арсеньевской зоной (в юго-западной части Шкотовского вулканического поля) коровый источник андезибазальтов сменялся во времени мантийным, а на границе с Самаркинским террейном (в его юго-восточной части) – контрастной ассоциацией магматических выделок из литосферной мантии (оливиновые толеиты с Nb/Zr = 0,02) и астеносферы, контаминированной субдуцированным материалом (низкокальцевые толеитовые базальты – андезиты с Nb/Zr = 0,01).

По вариациям изотопных отношений стронция позднекайнозойских вулканических пород Южного Приморья обнаружена латеральная смена магматических источников по уровню обеднения-обогащения. В Арсеньевской зоне мантийный и коровый источники слегка обогащены по отношению к хондриту. На границе Арсеньевской зоны с Сергеевским террейном имеет место смешение материала литосферной мантии с более обедненным материалом измененных базальтов океанической коры и более обогащенным материалом, образовавшимся при коллизийных процессах. На границе Самаркинского террейна мантийные источники представлены сильно обедненным астеносферным материалом и менее обедненным материалом литосферной мантии, а коровый – слегка обогащенным материалом.

Работа проводится по проектам РФФИ 00-15-98574, 01-05-65005, 01-05-97245, 01-05-97247, 00-05-64557, 01-05-06049, проекту № 335 6-го молодежного конкурса Президиума РАН и проекту ИГ СО РАН № 27.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. 367 с.
2. Берсенева И.И., Денисов Е.П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвер-

- тичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 48–61.
3. Геологическая карта Приморского края. 1 : 1 000 000 / Ред. В.А. Бажанов, Ю.Н. Олейник. Владивосток, 1986.
  4. Есин С. В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное столение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: ВО Наука, Сиб. издат. фирма, 1992. 164 с.
  5. Есин С. В., Пономарчук В.А., Шипицин Ю.Г., Палесский С.В. Петрогенезис Совгаваньского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня: 2. (Sr-изотопные и геохимические данные) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 70–79.
  6. Коваленко С.В., Давыдов И.А. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1173–1177.
  7. Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 692–694.
  8. Кононова В.А., Богатиков О.А., Первов В.А. и др. Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана // Геохимия. 1994. № 7. С. 937–955.
  9. Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен-четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 158–172.
  10. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
  11. Маслов Л. А., Романовский Н. П. К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 3–12.
  12. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
  13. Нечаев В.П., Мусашино М., Ли Донг У. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 21–35.
  14. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Царько Е.И. Третичная сандуганская свита Приморья: проблемы возраста и корреляции // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 69–81.
  15. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
  16. Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л., Лиежуа Ж.-П., Иванов А.В., Пунзалан Л. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 115–136.
  17. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
  18. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Эволюция средне-позднемиоценового магматизма Южного Сихотэ-Алиня // Эволюция эндогенных режимов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. С. 167–192.
  19. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь) / Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
  20. Филиппов А.Н., Бурый Г.И. Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 26–46.
  21. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
  22. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойское и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
  23. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
  24. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
  25. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B11. P. 22,237–22,259.
  26. Lemarchand F., Villemant B., Calas G. Trace element distribution coefficients in alkaline series // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 1071–1081.
  27. McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geology. 2001. V. 109, N 2. P. 155–170.
  28. McDermott F., Hawkesworth C. Th, Pb, and Sr isotope variations in young islands arc volcanics and oceanic sediments // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 104. P. 1–15.
  29. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
  30. Ohki J., Shuto K., Kagami H. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc // Geochem. J. 1994. V. 28, N 6. P. 473–487.
  31. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A., Kagami H., Yoshida T., Kawano Y. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from Japan Sea region // Geology. 1998. V. 26, N 7. P. 619–622.
  32. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 271–282.
  33. Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Fefelov N.N. et al. Geodynamics of the continental lithosphere: Comparisons of magmatism in Rocky Mountains, USA and East Sayan, Russia // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts, Irkutsk-Tervuren, 1999. P. 173–179.
  34. Righter K., Carmichael I.S.E., Becker T.A., Renn P.R. Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican volcanic belt // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. V. 107, N 6. P. 612–626.

35. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 100, N B7. P. 10,287–10,301.
36. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, 1993. 352 p.
37. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics.* 1995. V. 33. P. 267–309.
38. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins.* Geological Society Special Publication N 42, 1989. P. 313–345.
39. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prihodko V.S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism // *Geophys. Res. Letters.* 2000. V. 27, N 11. P. 1587–1590.
40. Von Drach V., Marsh B.D., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopes in the Aleutians: multicomponent parenthood of island-arc magmas // *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. V. 92. P. 13–34.
41. Wang P., Glover L. A tectonic test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns // *Earth Sci. Reviews.* 1992. V. 33. P. 111–131.
42. White W.M., Duprű B. Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: isotopic and trace element constraints // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 5927–5941.

*Поступила в редакцию 4 февраля 2001 г.*

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

***S.V. Rasskazov, E.V. Saranina, Yu.A. Martynov, A.A. Chashchin, S.O. Maksimov,  
I.S. Brandt, S.B. Brandt, M.N. Maslovskaya, S.V. Kovalenko***

### **Evolution of Late Cenozoic magmatism at the active continental margin of Southern Primorye**

In the Late Cenozoic volcanic fields of the active continental margin in Southern Primorye, lava sequences have been studied, K-Ar dating has been performed, trace element concentrations have been determined by ICP-MS technique, and strontium isotopic ratios have been measured. In magmatic evolution, three time intervals are distinguished: 1) eruptions of andesite basalts at 14-13 Myr, 2) eruptions of low-K tholeiitic basalts, andesitic basalts, andesites, olivine tholeiites and megaplagiophytic basalts at 12 to 8 Myr, and 3) extrusions of minor bodies of olivine tholeiites and basanites with deep-seated inclusions at 8-3 Myr. In terms of strontium isotopic ratios and trace element concentrations in the volcanic rocks, magmatic sources from the asthenosphere, lithospheric mantle and crust are recognized. A lateral change of enriched mantle sources within the Arsenyev terrane zone of the Precambrian Khanka massif by depleted sources within the Samarka terrane accreted to it in the Middle-Late Jurassic is defined.

## НЕКРОЛОГ

### КАРСАКОВ ЛЕОНИД ПАНТЕЛЕЙМОНОВИЧ (1935 – 2002)

8 декабря 2002 г. скоропостижно скончался доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки РФ, член-корреспондент Российской Академии естественных наук РФ, главный научный сотрудник Института тектоники и геофизики ДВО РАН Карсаков Леонид Пантелеймонович.

Леонид Пантелеймонович родился 4 октября 1935 г. в деревне Кильдюшево Чувашской АССР. В 1959 г. он закончил Московский геологоразведочный институт им. Орджоникидзе. После окончания института более 12 лет работал в Дальневосточном территориальном геологическом управлении в должности младшего геолога, старшего геолога, начальника партии. Здесь он подготовил и затем с блеском защитил 7 января 1974 г. кандидатскую диссертацию "Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта", в которой рассматривались фундаментальные проблемы петрологии глубинных гранулитов.

В том же, 1974 году Леонид Пантелеймонович полностью сосредоточился на научных исследованиях, перейдя 20 мая 1979 г. в Институт тектоники и геофизики, где проработал около 30 лет. Начиная с должности младшего научного сотрудника, а после защиты докторской диссертации "Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии" в 1995 году стал главным научным сотрудником.

Леонид Пантелеймонович Карсаков – известный ученый в области геологии, петрологии и металлогении докембрия и региональной геологии Восточной Азии. Его разработки по стратиграфии докембрия, открытие им уникальных минеральных парагенезисов в глубинных гранулитах получили мировую известность. Им опубликовано около 250 научных работ.

Значительный вклад Л.П. Карсаковым сделан в геологическую картографию Дальнего Востока не только российской территории, но и Северо-Восточного Китая. Недавно вышла в свет новая "Российско-китайская тектоническая карта масштаба 1:1 500 000 области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов", где он является главным редактором и, по сути, главным автором этой трудоемкой и очень важной работы. Карта построена на новых принципах и учитывает всю последнюю информацию по геологии этого обширного региона.



Научные интересы Леонида Пантелеймоновича чрезвычайно широки. Он занимался проблемами метеоритов, краеведения, экологии, истории освоения Дальнего Востока и проводил активную просветительскую работу.

Л.П. Карсаков был активным и весьма принципиальным членом редколлегии журнала "Тихоокеанская геология".

Большим авторитетом он пользовался не только в широких научных кругах, но и у геологов-производственников Хабаровского и Приморского краев, Якутии, Амурской и Читинской областей. Им подготовлены три кандидата и один доктор геолого-минералогических наук.

Леонид Пантелеймонович был прекрасным семьянином, хорошим товарищем и просто отзывчивым человеком. Он всегда был готов прийти на помощь в беде, вместе с друзьями порадоваться их успехам. Нам будет очень недоставать не только крупного Ученого, но и незаурядного человека.

*Редколлегия, сотрудники, друзья*