

Том 20, номер 6
ISSN 0207 - 4028

Ноябрь-Декабрь 2001

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



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

СОДЕРЖАНИЕ

Геофизика и тектоника

- Ю.Ф. Малышев.* Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация 3
К.Ж. Семинский. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия 17
А.А. Сорокин. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса 31

Вулканизм

- Ю.А. Мартынов, Д.У. Ли.* Позднемеловой – кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи 37
В.П. Симащенко. Среднеюрские вулканы восточной части Партизанского каменноугольного бассейна (Приморье) 50

Седиментология

- В.Н. Свальнов.* Океанские марганцевые микроконкреции как индикаторы условий седиментации 57

Металлогения

- М.В. Горошко, Г.Б. Соломатин, В.В. Николаев.* Опыт использования аэрогамма-спектрометрической съемки при металлогеническом районировании юго-восточной части Сибирской платформы 70
Н.А. Бородин, В.А. Приставка. Геолого-геохимические черты Экуг-Туманинского рудного поля (Чукотка) 88
И.Д. Петренко, Н.М. Большаков, В.А. Гуменюк, А.А. Полетаева. Минералогическая, геохимическая и палеогидрогеохимическая зональность Мутновского рудного поля (Камчатка) 103

Хроника

- Г.Л. Кириллова.* IV Симпозиум по проекту 434 МПГК 109

Рецензии

- В.А. Буряк.* Фундаментальное исследование, посвященное геологии россыпей и металлогении 116
Н.И. Филатова, В.С. Вишневецкая. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат 120

Юбилей

- Евгений Алексеевич Кулиш (к 70-летию со дня рождения) 121
Виталий Алексеевич Степанов (к 60-летию со дня рождения) 122

- Указатель статей, опубликованных в журнале за 2001 г. 123

CONTENTS

Geophysics and Tectonics

- Yu. F. Malyshev.* Types of the earth's crust in East Asia, and their geological interpretation 3
K.Zh. Seminsky. Tectonophysical regularities of the lithospheric destruction as exemplified by the Himalayan compression zone 17
A.A. Sorokin. The Paleozoic accretionary complexes of the eastern segment of the Mongolian-Okhotsk fold belt 31

Volcanism

- Yu.A. Martynov and D.U. Li.* Late Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in Korea 37
V.P. Simanenko. Mid-Jurassic volcanites of the eastern part of the Partizansk coal basin (Primorye) 50

Sedimentology

- V.N. Svalnov.* The oceanic manganese micronodules as indicators of sedimentation conditions 57

Metallogeny

- M.V. Goroshko, G.B. Solomatin, and V.V. Nikolaev.* Experience in the use of aerogamma-spectrometric survey for metallogenic zoning of the southeastern part of the Siberian platform 70
N.A. Borodkin and V.A. Pristavko. Geological-geochemical characteristics of the Ekug-Tumaninsky ore field (Chukotka) 88
I.D. Petrenko, N.M. Bolshakov, V.A. Gumenyuk, and A.A. Poletaeva. Mineralogical, geochemical and paleohydrogeochemical zoning of the Mutnovskaya ore field (Kamchatka) 103

Chronicles

- G.L. Kirillova.* The Third Symposium of IGCP 434 109

Reviews

- V.A. Buryak.* Fundamental research devoted to the geology of placers and metallogeny 116
N.I. Filatova and V.S. Vishnevskaya. The Cretaceous in Eastern Russia: sedimentation, geodynamics, biodiversity, and climate 120

Anniversaries

- Ye.A. Kulish* (70-th birth anniversary) 121
V.A. Stepanov (60-th birth anniversary) 122

- Index of papers published in the journal in 2001** 123

ГЕОФИЗИКА И ТЕКТОНИКА

УДК [550.83:551.44] (5.012)

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Ю.Ф. Малышев

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

По данным 49 региональных и трансрегиональных сейсмических профилей (геотрансектов) построена схема типов земной коры Восточной Азии. Выделено 6 типов континентальной коры и 2 переходной. Установлены: 1) эволюционный ряд типов земной коры от нормальной и повышенной мощности и нормальной сейсмической скорости континентальной коры через кору нормальной мощности и пониженной скорости внутри континента к тонкой коре пониженной скорости, а затем к переходным типам коры на его тихоокеанской окраине; 2) аномальные характеристики тектонических элементов земной коры по сравнению с мировыми данными; 3) контрастные параметры реликтовой и новообразованной коры в крупных осадочных бассейнах (Виллюйская синеклиза, Сунляо, Северо-Китайский) и в Якутской алмазонасной провинции. Это указывает на переработку больших объемов континентальной коры под преобладающим воздействием тихоокеанских плит.

Ключевые слова: земная кора, геотрансекты, геодинамика, Восточная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение типов земной коры Восточной Азии остается актуальной задачей, несмотря на повышенный интерес к исследованию более глубоких оболочек Земли [12, 25]. В последнем крупном обобщении сейсмических материалов по глубинному строению территории СССР [11] на приведенных схемах типов земной коры Восток России фактически оказался белым пятном. Этот пробел до сих пор не восполнен.

К настоящему времени изученность земной коры Восточной Азии глубинными сейсмическими методами улучшилась. Хотя и неравномерно, она покрыта сетью профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), многоволнового глубинного сейсмического профилирования (МГСП) и наблюдений методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ), за исключением Северо-Востока России. Особенно много профилей и геотрансектов выполнено на территории Восточного Китая. Появились обобщающие работы по сейсмическому изучению земной коры Китая [42]. Но в них не выделены типы земной коры и нет районирования по типам коры. Тем не менее накопленные данные позволяют осу-

ществить попытку составления схемы районирования по типам земной коры на значительную часть территории Восточной Азии.

Информативность сейсмических разрезов на разных сейсмических профилях региона неодинаковая из-за различий в методах и технике выполненных работ (ГСЗ, МГСП, МОВЗ). Для использования максимального количества имеющихся разрезов и, соответственно, наибольшего охвата территории необходим выбор классификации типов земной коры, которая оперирует минимумом признаков, определяемых на подавляющем большинстве сейсмических разрезов. Этим достигается однородность описания обширной территории и представляется возможность для сравнения земной коры различных районов Восточной Азии по выбранным ее характеристикам.

Однако при такой фильтрации данных остаются неосвещенными многие вопросы строения и эволюции земной коры, информация о которых существует на наиболее полно изученных современных сейсмическими методами разрезах (профили МГСП, протяженные геотрансекты). К подобным вопросам можно отнести проблему моделей строе-

ния и эволюции земной коры и ряд других. Для рассмотрения любой из этих проблем необходимо тщательно проанализировать известные в регионе разрезы и сопоставить их с трактовками аналогичных материалов в других регионах.

Исследованию сформулированных трех задач посвящена настоящая работа. При этом из рассмотрения исключены Северо-Восток России, Камчатка, Сахалин и большая часть Кореи, главным образом из-за слабой изученности либо отсутствия публикаций по выполненным сейсмическим профилям.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОСТИ ГЛУБИННЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Проанализированы все известные нам опубликованные сейсмические профили и геотрансекты указанной территории Востока России и Восточного Китая и один профиль в пределах КНДР. Было выбрано 49 сейсмических разрезов, пригодных для определения типа земной коры. Положение этих профилей и геотрансектов показано на рис. 1, а их краткая характеристика приведена в табл. 1.

Наиболее густая сеть сейсмических профилей наблюдается в Северном Китае, причем на рис. 1 помещены только те профили, по которым опубликованы сейсмические разрезы. Значительным количеством сейсмических разрезов охвачены провинции Цзянсу, Аньхой, Хубэй, Хэнань, Цзянси, Фуцзянь. На территории России лучше других изучен юг Дальнего Востока, на рис. 1 показаны не все профили на его площади, а также Западная Якутия (Якутская алмазоносная провинция, Вилюйская синеклиза).

По протяженности профилей сейсмические разрезы можно подразделить на геотрансекты (тысячи км) и региональные профили (сотни км). На территории России к геотрансектам относятся профили Березово – Усть-Мая, мыс Невельского – Рубцовск, в Китае – профиль Маньчжурия – Суйфэнхэ, Дун Учжумцын Ци – Дунгоу, Мэньюань – Ниндэ, Хэйшуй – Цюаньчжоу. Часть геотрансектов являются составными (Мэньюань – Ниндэ), состоящими из нескольких отдельных профилей, выполненных ранее (в 1988 году), но переинтерпретированных как единый геотрансект позднее (в 1995 году). В качестве составного геотрансекта рассматривается профиль Улан-Удэ – Маньчжурия – Суйфэнхэ [23]. На территории России можно выделить дополнительно составные геотрансекты. Например, Ингода – Ленск – Олгуйдах – Айхал и Джалинда – Алдан – Угун – Муна – Урюнг-Хая. Причем некоторые участки этих геотрансектов уже переинтерпретированы [5, 27]. В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН составлен проект по интерпретации и допрофилению двух геотрансектов: Тында – мыс Невельского – Северный Саха-

лин – Камчатка и Тында – Облучье – Советская Гавань – Южный Сахалин – Южно-Курильск – Камчатка. Материалы выполненных сейсмических исследований по значительной части этих профилей, особенно на акваториях, не опубликованы. В проекте предполагается участие институтов ДВО РАН и ГЕОНа.

На рис. 1 выделены профили ГСЗ, МГСР и МОВЗ. Из профилей МОВЗ рассмотрены только те, на разрезах которых приведены скоростные характеристики: профили Чара – Тында и Джалинда – Алдан – Улу [5,6,7].

В табл. 1, помимо привязки профиля, указано его тектоническое положение, ссылки на публикации, средняя скорость консолидированной коры и средняя мощность земной коры. Для геотрансектов – диапазон средних значений этих параметров.

ПОСТРОЕНИЕ СХЕМЫ ТИПОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Существуют различные классификации типов земной коры и даже понятие "коротип" [4]. Большинство классификаций построено на сочетании двух признаков: скорости сейсмических волн и мощности земной коры и ее слоев. Имеются классификации типов коры, где количество признаков увеличивается за счет привлечения геотермических, гравиметрических, геоморфологических и других характеристик, а для определения типов коры используется кластерный анализ многопризнакового пространства. В результате количество типов коры достигает нескольких сотен [26]. Представляет значительный интерес нетрадиционное районирование по типам свойств отраженных от поверхности М волн [17], но это возможно лишь для территорий, обеспеченных такими наблюдениями.

Учитывая разнородность данных глубинных сейсмических исследований во временном диапазоне их проведения (около 30 лет) и требования по минимизации классификационных признаков, высказанных нами выше, для выделения типов земной коры Восточной Азии была привлечена классификация В.В. Белоусова и Н.И. Павленковой [3]. В ней в качестве признаков классификации используются параметры земной коры, не зависящие от типа ее модели: мощность земной коры, средняя скорость сейсмических волн ее консолидированной части и, дополнительно, мощность осадочного чехла.

В результате применения выбранной классификации для анализа сейсмических разрезов на изученной части Восточной Азии, включая Бохайский залив, установлено шесть типов (подтипов, по [3]) континентальной и два переходной земной коры и построена схема типов земной коры этой обширной площади (рис. 2).

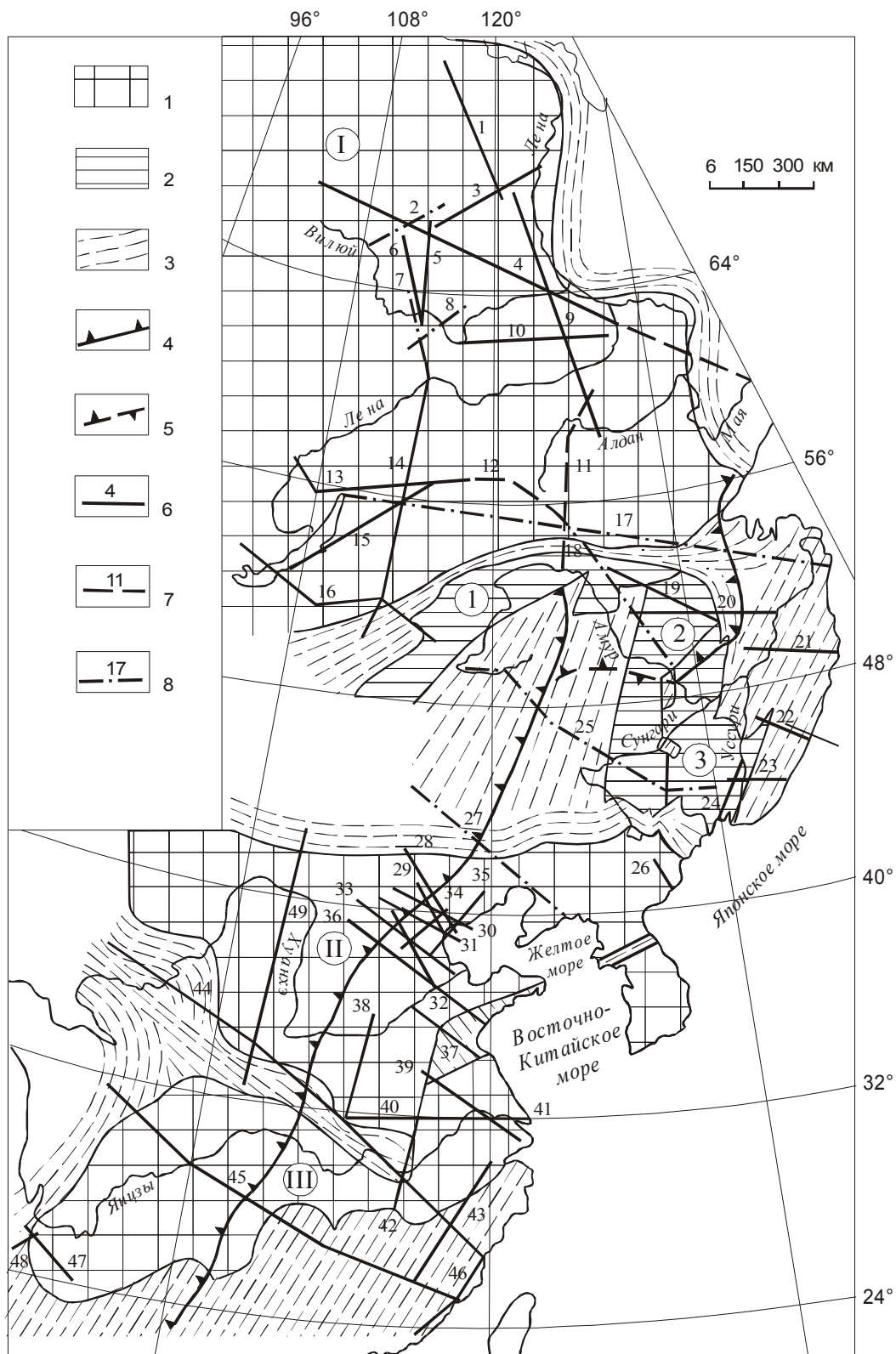


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей Восточной Азии.

1–3 – Структурные элементы по Л.П. Карсакову [16], Окаи А.Д., Сенгор А.М.С. [49], Рен Жуншун и др. [50, 51]: 1 – древние платформы (I – Сибирская, II – Сино-Корейская, III – Янцзы; 2 – композитные массивы (цифры в кружках: 1 – Аргуно-Мамынский, 2 – Турано-Чжайгуанцайлинский, 3 – Буреинско-Цзямусы-Ханкайский); 3 – складчатые системы; 4 – пограничная гравитационная ступень (на территории Китая – Дахинган-Тайхан-Улинская); 5 – место разрыва ступени; 6–8 – сейсмические профили: 6 – ГСЗ, 7 – МГСП, 8 – МОВЗ; номер профиля – из таблицы 1.

Таблица 1. Краткая характеристика сейсмических профилей и геотрансектов Восточной Азии.

№ на рисунке 1	Название профиля	Тектоническое положение	Литературный источник	Средняя скорость консолидированной земной коры \bar{V}_p , км/с		Мощность земной коры H_m , км
				5	6	
1	Муна – Урюнг-Хая	Сибирская платформа	Бабаян и др., 1978 [2]	6.5	40–45	
2	Маркоко – Муна	Сибирская платформа	Суворов, 1993 [27]	6.5–6.7	45–60	
3	Шологонцы – Джарджан	Сибирская платформа	Бабаян и др., 1978 [2]	6.5	38–40	
4	Березово – Усть-Мая, отрезок Котуй – Усть-Мая	Сибирская платформа	Глубинное строение..., 1987 [10]	6.5–6.7	35–50	
5	Мирный – Шологонцы	Сибирская платформа	Бабаян и др., 1978 [2]	6.6	41–42	
6	Мирный – Айхал	Сибирская платформа	Бабаян и др., 1978 [2]	6.7	50	
7	Олунда – Ленск	Сибирская платформа	Суворов, 1993 [27]	6.5	40–43	
8	Тас-Юрх – Малькай	Сибирская платформа	Суворов, 1993 [27]	6.5	40–45	
9	Угун (Джалинда) – Муна	Сибирская платформа	Бабаян и др., 1978 [2]	6.5–6.8	38–48	
10	Жатай – Сунгар	Сибирская платформа	Бабаян и др., 1978 [2]	6.7	47–48	
11	Джалинда – Алдан – Улу	Сибирская платформа, Монголо-Охотская складчатая система (СС)	Булин и др., 1972 [6]	6.5	38–44	
12	Чара – Тында	Сибирская платформа	Булин, 1979 [7]	6.4	40	
13	Усть-Кут – Чара	Сибирская платформа	Недра Байкала, 1981 [20]	6.4	38–43	
14	Ингода – Ленск	Сибирская платформа, Монголо-Охотская СС	Недра Байкала, 1981 [20]	6.4	38–42	
15	Селенга – Муя	Сибирская платформа, Монголо-Охотская СС	Недра Байкала, 1981 [20]	6.4	37–43	
16	Улан-Удэ – Чита – Борзя	Монголо-Охотская СС, Аргунский массив	Сун Юншэн, Крылов и др., 1996 [28]	6.4	38–43	
17	Байкал – мыс Невельского	Сибирская платформа, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская СС	Егоркин, 2000; Егоров, 2000 [13, 14]	6.4–6.6	35–45	
18	Тында – Амурзет	Сибирская платформа, Монголо-Охотская СС, Аргуно-Мамынский массив, Больше-хинганно-Селемджинская СС	Золотов, Ракигов, 2000 [15]	6.5	38–43	
19	Зая – Буря	Аргуно-Мамынский, Цзямусы – Буреинский массивы, Большехинганно-Селемджинская СС	Мишенькин и др., 1989 [19]	6.35	34–38	

1	2	3	4	5	6
20	Свободный – Комсомольск	Большехингано-Селемджинская СС, Цзямуьсы-Бурейнский массив, Сихотэ-Алиньская СС	Потапов и др., 1979 [24]	6.5–6.4	32–40
21	Литовко – Иннокентьевский	Сихотэ-Алиньская СС	Потапов и др., 1979 [24]	6.1–6.3	30–38
22	Бикин – В. Кема	Сихотэ-Алиньская СС	Аргентов и др., 1976 [1]	6.3–6.4	30–38
23	Спасск – Зеркальная	Ханкайский массив, Сихотэ-Алиньская СС	Аргентов и др., 1976 [1]	6.3–6.4	33–40
24	Зарубино – Кировский	Ханкайский массив	Аргентов и др., 1976 [1]	6.3	30–34
25	Маньжурия – Суифэнхэ	Большехинганская, Гирин-Хэйлунцзянская СС, Цзямуьсы-Бурейнский массив, Больше-Хинганский вулканический пояс (ВП), осадочный бассейн (ОС) Сунляо	Yang Baojin et al, 1996; Сун Юншэн, Крылов и др., 1996 [28, 57]	6.45–6.6	31–40
26	Ким-Чхэк – Паэжгу	Сино-Корейская платформа	Geology of Korea, 1996 [38]	6.4–6.6	28–38
27	Дун Учжумцин Ци – Дунгоу	Внутримонгольско-Большехинганская СС, Сино-Корейская платформа	Lu Zaohui, Xia Huarquan, 1992 [47]	6.3–6.4	32–40
28	Байгэчжуан – Чжесланцы	Сино-Корейская платформа	Liu Changquan, Jia Shixi, 1986 [45]	6.2–6.4	32–42
29	Тангу – Миюнь	Сино-Корейская платформа	Liu Changquan, Yang Deyan, 1982 [44]	6.3	33
30	Лэтин – Чжанцзякоу	Сино-Корейская платформа	Liu Changquan, Yang Deyan, 1982 [44]	6.3	33
31	Нинхэ – Чжолу	Сино-Корейская платформа	Liu Changquan, Yang Deyan, 1982 [44]	6.2	33
32	Яньшань – Дасин – Янцин	Сино-Корейская платформа	Liu Changquan, Yang Deyan, 1982 [44]	6.2	33
33	Фынчжэнь – Датун – Чжанхуа	Сино-Корейская платформа	Сюн Шаобай, 1987 [29]	6.4	29–43
34	Аньто – Цзуньхуа	Сино-Корейская платформа	Liu Changquan, Yang Deyan, 1982 [44]	6.3	34
35	Цанчжоу – Кэлациньцзюи	Сино-Корейская платформа	Liu Changquan, Jia Shixi, 1986 [45]	6.2–6.4	32
36	Инсянь – Цзыбо	Сино-Корейская платформа	Геотраверс..., 1991 [9]	6.3–6.4	27–42
37	Сишуй – Ляньюнган	Сино-Корейская и Янцзы платформы	Liu Changquan et al, 1988 [46]	6.3–6.5	29–33

№ на рисунке 1	Название профиля	Тектоническое положение	Литературный источник	Средняя скорость консолидированной земной коры V_p , км/с	Мощность земной коры H_m , км
38	Суйсянь – Аньян	Циньлин-Дабэшаньская СС, Сино-Корейская платформа	Hu Hongxiang, Chen Xuebo et al, 1986 [40]	6.45	30–34
39	Линби – Фынсянь (Шанхай)	Сино-Корейская и Янцзы платформы	Zhang Siwei et al, 1988 [58]	6.4–6.45	29–35
40	Суйсянь – Мааньшань	Сино-Корейская и Янцзы платформы, Циньлин-Дабэшаньская СС	Zheng Ye, Teng Jiwen, 1989 [59]	6.3	31–38
41	Мааньшань – Цидун	Сино-Корейская и Янцзы платформы	Сюн Шаобай, 1987 [29]	6.3	28–33
42	Люань – Аньи	Сино-Корейская и Янцзы платформы, Циньлин-Дабэшаньская СС	Dong Shuwen et al, 1998 [32]	6.3–6.4	32–41
43	Ганьчжоу – Ханьчжоу	Южно-Китайская СС	Zhu Liangbao, Song Zhonghe, 1987; Li Songlin, Mooney, 1998 [42, 60]	6.1	32
44	Мэньюань – Ниндэ	Цзянь, Циньлин, Южно-Китайская СС, Сино-Корейская и Янцзы платформы	Wang Chunyong et al, 1995 [54]	6.2–6.4	30–60
45	Хэйшуй – Цюаньчжоу	Сунпань-Ганьцзы, Южно-Китайская СС, платформа Янцзы	Wang Maoji, 1994 [55]	6.2–6.4	30–65
46	Шаньтоу – Фучжоу	Южно-Китайская СС, Восточно-Китайский ВП	Liao Qilin et al, 1988 [43]	6.25–6.3	28–35
47	Эрюань – Юйси (Цзяньчжуань)	СС Саньцзян, платформа Янцзы	Hu Hongxiang, Lu Hanxing et al, 1986 [41]	6.3	38–43
48	Биньчжуань – Луси (Чжэфан)	СС Саньцзян	Hu Hongxiang, Lu Hanxing et al, 1986 [41]	6.4	42–55
49	Синьань – Баотоу – Баянобо	Сино-Корейская платформа, Внутримонгольская Дахинганская СС	Геотраверс Северо-Китайская равнина..., 1991; Li Songlin, Mooney, 1998 [9, 42]	6.35	38–42

При построении схемы определение типов земной коры осуществлялось в отдельных сечениях сейсмических разрезов и не осреднялось по разрезу в целом. При этом учитывалось положение структурных элементов земной коры относительно сейсмических сечений. Если соответствие между ними устанавливалось, то характеристика типа земной коры относилась к этому тектоническому элементу. В противном случае она была дифференцирована и подлежала дополнительному истолкованию. Указанной процедуре предшествовала увязка пересекающихся профилей по сейсмическим параметрам. Обнаружено расхождение в мощности земной коры между данными МОВЗ, с одной стороны, ГСЗ и МГСР – с другой. В связи с этим все профили МОВЗ, кроме двух (Джалинда – Алдан – Улу и Чара – Тында), не были востребованы. Они не нанесены на рис. 1 и не помещены в табл. 1. На двух указанных профилях расхождение в данных носит характер систематической погрешности, что было учтено введением поправок в значения мощности земной коры и в среднюю скорость.

ОПИСАНИЕ СХЕМЫ ТИПОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По сравнению с опубликованной нами ранее схемой типов земной коры Восточной Азии [18] настоящая схема тщательно откорректирована, дополнена и уточнена. Изменения касаются в первую очередь земной коры осадочных бассейнов. В работе [18] не различалась земная кора осадочных бассейнов от коры окружающих ее толщ. Для некоторых крупных бассейнов это различие существенное. К ним относятся осадочные бассейны с корой переходного типа: Сунляю, Вилюйской синеклизы и Северо-Китайский. Первые два характеризуются высокоскоростной корой, а Северо-Китайский – низкоскоростной. Все три бассейна считаются рифтогенными, но разного возраста: Вилюйская синеклиза – палеозойского, Сунляю – мезозойского, Северо-Китайский – преимущественно кайнозойского.

Второе изменение касается названия типа тонкой континентальной коры. В [18] дано название подтипа этой коры согласно таблицы [3] с параметрами $H_m=30-35$ км, $V_{\text{сред}}=6.2-6.3$ км/с, названного высокоскоростным относительно других подтипов этого типа. На рис. 2 этот тип коры показан (в соответствии с параметрами) в качестве тонкой низкоскоростной коры.

Тонкая низкоскоростная континентальная кора широко распространена на окраинах континентов. В исследуемом регионе она охватывает разные тектонические элементы: восточную часть Сино-Корейской и Янцзы платформ, складчатые системы каледонид (Южно-Китайская), герцинид (Гириин-Хэйлунцзянская), мезозоид (Сихотэ-Алинская), окраинно-континентальные мезозойско-кайнозойские вулканогенные пояса (Восточно-Сихотэалинский, Восточно-Китайский). Композитные докембрийские массивы (микроконтиненты) по типу коры неоднородны. Они характеризуются не только тонкой

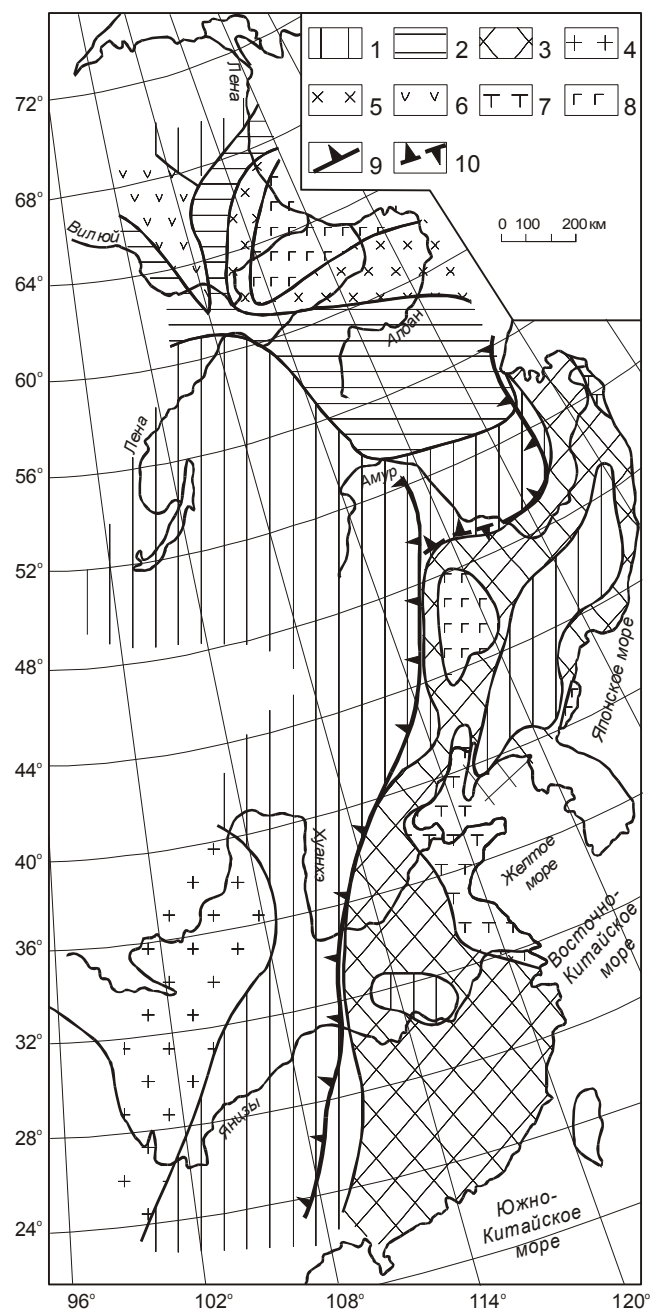


Рис. 2. Типы земной коры Восточной Азии.

Типы земной коры (1–8): континентальной (1–6): 1 – нормальной мощности (35–40 км) и низкой скорости сейсмических волн (6.4 км/с), 2 – нормальной мощности (35–40 км) и скорости (6.5 км/с), 3 – тонкой (25–35 км) низкой скорости (6.2–6.3 км/с), 4 – толстой (45–60 км) низкой скорости (6.2–6.3 км/с), 5 – толстой (45–60 км) нормальной скорости (6.4–6.5 км/с), 6 – толстой (45–60 км) высокой скорости (6.6–6.7 км/с); переходной (7–8): 7 – низкой скорости (6.3–6.5 км/с), 8 – высокой скорости (6.6–6.7 км/с); 9 – Пограничная гравитационная ступень (включает Дахинган-Тайхан-Улинскую ступень); 10 – место разрыва ступени.

низкоскоростной, но и нормальной по мощности низкоскоростной и частично нормальной по мощности и скорости континентальной корой.

Обширные площади Восточной Азии внутри континента заняты нормальной мощности низкоскоростной корой. Она слагает западные блоки Янцзы, Сино-Корейской платформ, юго-востока Сибирской и фанерозойских складчатых систем региона. Западная граница платформы Янцзы четко фиксируется сменой этого типа коры на толстую низкоскоростную континентальную кору.

Толстой и нормальной мощности континентальной коре принадлежат восточная и северная части Сибирской платформы. На Алдано-Становом щите преобладает нормальной мощности и скорости континентальная кора. В обрамлении Вилуйской синеклизы она сменяется толстой нормальной скорости корой. Для Якутской алмазоносной провинции характерна толстая высокоскоростная континентальная кора, окаймленная корой нормальной мощности.

Анализ пространственного размещения типов земной коры на Востоке Азии показывает, что отсутствует адекватное совпадение контуров их распространения с контурами тектонических элементов региона. Это связано, по-видимому, с геодинамическими перестройками и глубинным преобразованием коры, которые способствуют гомогенизации свойств земной коры на значительных территориях.

Наиболее четкая связь смены типов коры устанавливается с Пограничной и Дахинган-Тайхан-Улинской трансрегиональными гравитационными ступенями. Наблюдается хорошее совпадение этих аномалий с границей между нормальной по мощности и тонкой низкоскоростной корой. К востоку от гравитационных ступеней на преобладающем их протяжении мощность коры сокращается, и уменьшается средняя скорость сейсмических волн. Внутри обширного поля тонкой низкоскоростной коры, отвечающей окраине континента, просматриваются реликты нормальной низкоскоростной коры и коры переходных типов, последние – в крупных осадочных бассейнах.

Новообразованная кора переходного типа отмечается прерывисто вдоль побережья Японского, Желтого и Восточно-Китайского морей. Такая ситуация свидетельствует, по-видимому, в пользу постаккреционного формирования основного блока тонкой низкоскоростной континентальной коры на окраине континента в результате взаимодействия тихоокеанских плит с континентом. Результатом этого взаимодействия является значительное редуцирование древней коры, особенно показательное в хорошо изученном восточном блоке Сино-Корейской платформы. В пользу этого свидетельствует не только сокращение мощности

земной коры, но и понижение ее средней скорости за счет деструкции низов коры.

В Северо-Китайском осадочном бассейне, по-видимому, существуют в генетическом отношении два вида переходной коры: более древняя реликтовая и новообразованная кайнозойская.

Рассмотрение типов земной коры Восточной Азии показывает, что на их формирование оказали большое влияние наложенные глубинные процессы, связанные с активной геодинамикой на большей части ее территории и на сопредельных площадях.

Среди типов земной коры наиболее стабильной геодинамической обстановке отвечает нормальная по скорости толстая и нормальной мощности континентальная кора, распространенная практически целиком на Сибирской платформе. В ее пределах аномальным геодинамическим ситуациям соответствует земная кора Якутской алмазоносной провинции (тип толстой высокоскоростной коры) и Вилуйской синеклизы (тип переходной высокоскоростной коры).

Сравнительно мало, но все-таки изменена нормальной мощности низкоскоростная континентальная кора, охватывающая большую часть Восточной Азии. На Сибирской платформе этот тип коры представлен в Забайкалье, достаточно активном в геодинамическом отношении регионе.

Следующим после низкоскоростной нормальной мощности континентальной коры по степени ее трансформации является низкоскоростная тонкая континентальная кора. Этот тип коры, как было показано выше, слагает обширные площади на окраинах континента и ограничен на западе Пограничной гравитационной ступенью. Преобразование земной коры сопровождается ее редуцированием.

Типы переходной коры, по-видимому, относятся к еще более преобразованной коре (мантийные плюмы, мантийный диапиризм, структуры типа «slab-window» и др.). Они преимущественно локализованы в региональных осадочных бассейнах (Вилуйская синеклиза, Сунляо, Северо-Китайский бассейн).

Сложнее определить место в этом ряду толстой низкоскоростной континентальной коры. Она распространена к западу от платформы Янцзы в ее фанерозойском складчатом окружении. Еще западнее находятся Гималаи и Тибет с мощной континентальной корой в области взаимодействия Индийской и Евразийской плит с преобладанием широкомащтабных субдукционных и коллизионных процессов.

Количественная оценка распределения типов земной коры на изученной территории Восточной Азии по ее структурным элементам представлена в табл. 2. Оценка распространенности типов коры осуществлялась по количеству сейсмических профилей, пересекающих

структурный элемент с определенным типом коры. Несмотря на некоторую условность такой оценки, зависящей от равномерности изученности региона, она в целом качественно отражает реальную ситуацию. Это подтверждается сопоставимостью с данными расчетов по площадям, с изученными типами коры. В табл. 2 по строчкам показано распределение конкретного типа коры по ее структурным элементам, а по столбцам – соотношение типов коры в пределах данного структурного элемента.

Из табл. 2 следует, что континентальная кора разной мощности и средней скорости ее консолидированной части, кроме толстой низкоскоростной, превалирует на древних платформах. Последняя установлена только на юго-западе региона в фанерозойских складчатых системах разного возраста (Саньцзян, Сунпань-Ганьцзы, Циньлин, Цилян). Переходная кора слагает преимущественно крупные рифтогенные впадины возрастного диапазона палеозой – кайнозой. Толстая высокоскоростная кора наблюдается только в Якутской алмазоносной провинции.

Среди древних платформ выделяются блоки тонкой низкоскоростной коры, слагающие восточные части Сино-Корейской и Янцзы параплатформ. Нормальная по скорости кора установлена только на Сибирской плат-

форме, а нормальной мощности низкоскоростная кора присутствует как на Сибирской, так и на китайских платформах.

Древние массивы – микроконтиненты – сложены нормальной мощности и тонкой низкоскоростной корой, а в Аргуно-Мамыньском массиве имеются участки коры нормальной мощности и скорости.

В мезозойских и герцинских складчатых системах преобладает нормальной мощности низкоскоростная континентальная кора, а в каледонских – тонкая низкоскоростная.

Широкий диапазон типов коры наблюдается в рифтогенных впадинах, но за счет обилия наложенных структур преимущество имеет низкоскоростная переходная и континентальная тонкая кора. В наложенных вулканогенных поясах превалирует тонкая низкоскоростная кора, характерная для окраинно-континентальных структур.

Сопоставление с мировыми данными, систематизированными Н.Кристенсенем и В.Мунеем [31], показывает, что средневзвешенные значения мощности континентальной коры и средней скорости, соответственно, 41 км и 6,45 км/с, близки к коре нормальной мощности и скорости (H_m – до 40 км, V_p – 6,45 км/с). Следовательно, мы не ошиблись, выбрав в качестве исходной коры этот ее

Таблица 2. Типы земной коры тектонических элементов Восточной Азии.

Элемент Тип коры	древние платформы		микроконтиненты		складчатые системы						рифты, впадины		вулканогенные пояса		
					Mz		Pz ₂		Pz ₁						
континентальная															
нормальной мощности низкоскоростная	15	30/25	6	12/50	13	24/48	9	18/70	1	2/12	4	8/16	3	6/17	
нормальной мощности и скорости	9	36/15	3	12/25	4	16/14	3	12/23	-	-	3	12/12	3	12/17	
тонкая низкоскоростная	16	34/27	3	6/25	5	10/19	1	4/7	6	13/76	6	13/21	10	20/60	
толстая низкоскоростная	1	15/2	-	-	5	70/19	-	-	1	15/12	-	-	-	-	
толстая нормальной скорости	3	100/6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
толстая высокоскоростная	5	100/8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
переходная															
высокоскоростная	4	50/7	-	-	-	-	-	-	-	-	4	50/16	-	-	
низкоскоростная	6	38/10	-	-	-	-	-	-	-	-	9	56/35	1	6/6	

Примечание. Первое число – количество разрезов; второе число – дробь, в числителе которой указано распределение данного типа коры по тектоническим элементам (строкам), в знаменателе – характеристика данного тектонического элемента по типам коры (столбцам), в %.

тип. То, что в регионе наибольшую площадь занимает низкоскоростная кора нормальной и пониженной мощности, объясняется повышенной геодинамической активностью этой территории Восточной Азии и влиянием тихоокеанских плит.

Значительно большие расхождения этих характеристик, особенно мощности земной коры, с мировыми данными наблюдаются у основных структурных элементов земной коры: складчатых систем, древних платформ, вулканических поясов, рифтовых систем (табл. 3). Так, средневзвешенная мощность земной коры древних платформ, вулканогенных поясов, рифтогенных структур Восточной Азии меньше на 4 км, а складчатых систем – даже на 8 км, по сравнению с мировыми данными для аналогичных структур [31]. Более выровнены значения средневзвешенных средних скоростей земной коры большинства тектонических элементов, кроме вулканогенных поясов (островных дуг) и рифтогенных структур. Они ниже мировых для вулканогенных поясов и выше – для рифтогенных осадочных бассейнов Восточной Азии. Эти различия свидетельствуют о значительных преобразованиях земной коры, включая редуцирование, на преобладающей территории Восточной Азии, особенно на ее континентальных окраинах.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Недостаточная информативность карт типов земной коры для изучения связей поверхностных и глубинных структур и прогнозирования эндогенных факторов природных явлений и минерализации может быть дополнена изучением глубинных разрезов земной коры. В качестве структурно-вещественных признаков для исследования могут быть привлечены: тип модели земной коры, наличие волноводов и высокоскоростных слоев коры, присутствие в ней диапиров и иных структурных форм.

Таблица 3. Сравнительная характеристика параметров земной коры тектонических элементов Восточной Азии с мировыми по [31].

Средние параметры земной коры	Тектонические элементы							
	Складчатые системы		Щиты и древние платформы		Вулканогенные пояса		Рифтогенные структуры	
	Восточной Азии	Мира	Восточной Азии	Мира	Восточной Азии	Мира	Восточной Азии	Мира
Мощность земной коры, H_m (км)	38.4	46.3	37.4	41.5	34.1	38.7	32.5	36.9
Средняя скорость в консолидированной коре, \bar{V}_p , (км/с)	6.34	6.39	6.43	6.42	6.33	6.44	6.42	6.36

Из-за невозможности рассмотрения всех вопросов в одной статье остановимся кратко на характеристике расслоенности коры и характере распределения высокоскоростных слоев в низах коры в регионе. Эти вопросы подробно описаны в мировой литературе, но почти не затрагивают территорию Восточной Азии. Для их изучения важно наличие сейсмических наблюдений высокого качества (ОГТ, МГСП). Из-за ограниченности таких данных удалось выбрать не более 25 разрезов ГСЗ для изучения расслоенности земной коры, из них шесть МГСП и два ОГТ.

При анализе расслоенности коры на разрезах ГСЗ и МГСП учитывался характер ее проявления: количество границ, наличие скоростных и структурных неоднородностей, положение в разрезе, соответствие тектоническим элементам. Рассмотрена расслоенность земной коры в целом, нижней, средней и верхней частей ее разреза, в зависимости от типов сейсмических моделей. Наибольшей расслоенностью характеризуется нижняя кора: 46% разрезов с расслоенной только нижней корой и 96% – в сочетании с другими частями разреза. Средняя кора в таком сочетании – 38%, верхняя кора – 33%. Следовательно, нижняя кора Восточной Азии имеет повышенную расслоенность практически во всех сейсмических разрезах выборки, на втором месте – разрезы средней коры, на третьем – верхней.

Слои с пониженной скоростью сейсмических волн установлены в нижней и средней коре, реже – в верхней, с повышенной и пониженной скоростью – в подошве земной коры. Тектоническое положение участков земной коры с повышенной расслоенностью указывает на их преимущественную локализацию в геодинамически активных структурных элементах: мезозойско-кайнозойских рифтогенных впадинах и вулканогенных поясах, активизированных частях древних платформ и микроконтинентов.

Слои с повышенной скоростью сейсмических волн (более 7,0 км/с) в подошве земной коры региона наблюдаются в разрезах древних платформ (Сибирская, Янцзы), композитных массивов – микроконтинентов (Туранский, Мамынский блоки), палеозойских складчатых систем северо-западного (Внутреннемонгольско-Дахинганский) и юго-западного (Цзянь) обрамления Сино-Корейской платформы и мезозойских (Сунпань-Ганьцзы, Саньцзян) – западного обрамления платформы Янцзы, рифтогенных впадин (Амуро-Зейская, Вилюйская). Специфично проявление высокоскоростного слоя в подошве коры Восточно-Китайского мезозойского вулканогенного пояса. Он фиксируется на профиле Шаньтоу – Цюаньчжоу – Фучжоу, расположенном вдоль пояса, и отсутствует в разрезах профилей, поперечных к поясу, что свидетельствует о резкой скоростной анизотропии низов земной коры вулканогенного пояса.

Большое внимание в литературе уделено объяснению природы высокоскоростных слоев в нижней коре древних платформ. Л.В. Витте [8] считает, что сейсмический слой со скоростями продольных волн более 7,0 км/с является новообразованным и располагается на окраине древних континентов. Н.И. Павленкова [21-23] объясняет утолщение земной коры платформ ее приростом снизу за счет материала верхней мантии. При этом петрология слоев со скоростью волн 7,1–7,3 км/с связывается с гранулитами и эклогитами, а слоев со скоростью 7,4–7,6 км/с – с базитами и ультрабазитами мантии. Причина отсутствия таких слоев в земной коре, по [21-23], относится к процессам деструкции низов коры при тектоно-магматической активизации. В обобщениях мировых данных по древним платформам [31,33–37, 48] предпочтение в формировании высокоскоростного слоя в основании коры отдается механизму андерплейтинга (магматического, континентального). При этом считается [35], что архейская кора тоньше протерозойской и в ее основании отсутствует высокоскоростной слой, присущий протерозойской коре. Литосферная мантия под архейскими толщами обогащена Mg и истощена Fe, тепловой поток низкий, а мощность литосферы больше, чем у постархейских платформ.

На территории Восточной Азии указанные особенности в целом соблюдаются на юго-востоке Сибирской платформы и в северо-западной части платформы Янцзы. Высокоскоростной слой установлен в основании земной коры в центральной и восточной частях Станового мегаблока (7,2–7,4 км/с) Алдано-Станового щита и под впадиной Сычуань (7,2–7,6 км/с) на северо-западной окраине платформы Янцзы. Интересно отметить, что в Становом мегаблоке широко распространены мезозойские гранитоиды, а их состав свидетельствует о возможном переплавлении докембрийской коры. Возникает

вопрос о возрасте пород, слагающих высокоскоростной нижнекоревой слой. Не исключено, что вероятный магматический андерплейтинг имеет здесь мезозойскую датировку. Согласно [37], районы, характеризующиеся сменой типа взаимодействия плит с конвергентного на трансформный, благоприятны для корового андерплейтинга. К таким районам относятся юго-восток Сибирской платформы, запад и северо-запад платформы Янцзы, северо-восточная окраина Буреинско-Ханкайского композитного массива. Под ними установлены высокоскоростные слои в подошве земной коры. На Сибирской платформе высокоскоростные нижнекоревые слои выделяются не только на ее окраине, но и внутри платформы. Механизм их формирования не выяснен, скорее всего он не связан с андерплейтингом.

Существование высокоскоростных слоев в основании земной коры рифтогенных впадин и складчатых систем, расположенных на окраине древних континентов, может быть объяснено с позиций модели андерплейтинга. Примером такой интерпретации в литературе может служить рифтогенная структура континентальной окраины Хэттон Бэнк на северо-западе Англии [56].

Большое внимание к модели андерплейтинга в данной работе не означает, что только эта модель пригодна для истолкования природы высокоскоростных слоев в низах коры. Ее трудно использовать для внутриплатформенных, внутриплитных ситуаций. Да и сама модель андерплейтинга трактуется неоднозначно. Хочется подчеркнуть другое: наряду с поступлением мантийного вещества в земную кору по вертикальным каналам, существуют значительные горизонтальные перемещения этого вещества в расслоенной нижней коре, особенно на окраине континентов. В этом отношении интересно проследить распределение слоев с повышенной скоростью сейсмических волн на профиле Хэйшуй – Цюаньчжоу [55]. По направлению с северо-запада на юго-восток профиль пересекает мезозойскую складчатую систему Сунпань-Ганьцзы (высокоскоростной горизонт в подошве коры присутствует); параплатформу Янцзы, сначала впадину Сычуань (горизонт присутствует), затем поднятие Цзяннань до Пограничной гравитационной ступени (его нет), восточнее ступени (он появляется, но $V_p < 7,0$ км/с); Южно-Китайскую каледонскую систему (горизонт отсутствует). В Южно-Китайской складчатой системе различными авторами [39,52,53] предлагались докаледонские, каледонские и мезозойские коллизионные модели. Такое поведение высокоскоростного горизонта в низах коры трудно объяснить иначе, как горизонтальными движениями масс.

Возможности геодинамических построений по сейсмическим разрезам земной коры безусловно не исчерпываются изучением нижней коры. В качестве ус-

пешного рассмотрения строения и геодинамики верхней, средней и нижней коры, их взаимодействия с движением литосферных плит и связи с мантийной конвекцией можно считать статью Ю.К. Щукина с соавторами [30], посвященную изучению сейсмического разреза района Спитакского землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование типов земной коры Восточной Азии позволило установить следующие особенности в строении и эволюции земной коры этого обширного региона:

1. Возможность существования эволюционного ряда типов земной коры от нормальной и повышенной мощности и нормальной сейсмической скорости континентальной коры через кору нормальной мощности и пониженной скорости к коре тонкой пониженной скорости на окраине континента или толстой коре пониженной скорости в направлении Тибет-Гималайского региона, а затем к переходным типам коры.

2. Наличие аномальных осредненных характеристик структурных элементов земной коры по сравнению с мировыми данными и, как правило, отсутствие конформности их контуров контурам типов земной коры, указывающих на сложность геодинамических обстановок с переработкой больших объемов земной коры в регионе.

3. Применимость сейсмических разрезов земной коры для изучения проблем геодинамики региона, несмотря на неоднородность их качества.

4. Необходимость дальнейшего сопоставления результатов районирования по типам земной коры с районированием подкорковой литосферы, литосферы в целом и астеносферы.

5. Целесообразность использования типов земной коры для прогнозирования эндогенной минерализации, особенно при размещении рудных объектов в зонах экзо- и эндоконтактов блоков земной коры, и определения перспектив нефтегазоносности, алмазносности и рудоносности территорий.

ЛИТЕРАТУРА

- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
- Бабаян Г.Д., Мокшанцев К.Б., Уаров В.Ф. Земная кора восточной части Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 55 с.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. №1. С. 3–14
- Берлянд Н.Г. Карта глубинного строения земной коры Урала. 11000000. Объяснительная записка. СПб.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, 1993. 121 с.
- Борукаев Т.Б., Булин Н.К., Виноградова Н.П., Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Смыслов А.А., Черкасов Р.Ф. Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения // Тихоокеан. геология. 1990. №1. С. 36–54.
- Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. №10. С. 134–140.
- Булин Н.К. Глубинный разрез западной части трассы БАМ (Усть-Кут – Тында) // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. 1979. Т. 303. С. 68–75.
- Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск: Наука, 1983. 182 с.
- Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб. М.: Наука, 1991. 152 с.
- Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М.: Наука, 1987. 238 с.
- Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. 224 с.
- Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН. 1997. Т. 357, №6. С. 797–800.
- Егоркин А.В. Глубинные сейсмические исследования с трехкомпонентной регистрацией почвы // Физика Земли. 1999. №7–8. С. 44–64.
- Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф., Кириков Д.А., Мовчан И.Б., Чистяков Д.Н. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск – мыс Невельского // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 143–151.
- Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Примурья по данным МОВЗ – ГСЗ // Там же. С. 236 – 240.
- Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
- Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Исследование литосферы докритическими отраженными волнами. М.: Наука, 1993. 224 с.
- Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Востока Азии // Закономерности строения и эволюция геосфер: Материалы V симпозиума. Владивосток: ДВО РАН, 2000. С. 18–22.
- Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А., Мишенькина З.Р. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 89–94.
- Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. №4. С. 11–19.
- Павленкова Н.И. Эндогенные режимы и плитовая тектоника // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 371–387.
- Павленкова Н.И. Сейсмические модели земной коры и верхней мантии и их геологическая интерпретация // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 72–75.
- Потапьев С.В., Спирина Е.С., Мараханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология. 1979. №3. С. 84–97.
- Пушаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геофизических процессов // Геотектоника. 1998.

- №1. С. 3–14.
26. Рейснер Г.И. Типизация земной коры и современные эндогенные режимы Охотии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 62–83.
 27. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
 28. Сун Юншэн, Крылов С.В., Ян Баоцзюнь и др. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал – Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №2. С. 3–15.
 29. Сюн Шаобай. Структура земной коры и верхней мантии восточной окраины китайского континента // 1-й Советско-Китайский симпозиум, г. Находка, 1987 г. «Геология, геофизика, геохимия и металлогения зон перехода от Азиатского континента к Тихому океану». Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 64. (Тез. и докл, 6 с., 12 рис.)
 30. Щукин Ю.К., Астахов К.П., Белов А.А., Кадулин И.Н., Ивановская Л.В. Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии) // Геофизика. 1998. №5. С. 54–66.
 31. Christensen N.J., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100, N B7. P. 9761–9788.
 32. Dong Shuwen, Wu Xuan, Gao Rui et al./ On the crust velocity levels and dynamics of the Dabieshan orogenic belt // Acta geophysica Sinica. 1998. V. 41, N 3. P. 349–361.
 33. Drummond B.J., Collins C.D.N. Seismic evidence for the underplating of the lower continental crust of Australia // Earth Planetary Science Letters. 1986. V. 79. P. 361–372.
 34. Durrheim R.J., Mooney W.D. Archean and Proterozoic crustal evolution: evidence from crustal seismology // Geology. 1991. V. 9. P. 606–609.
 35. Durrheim R.J., Mooney W.D. Evolution of the Precambrian lithosphere: seismological and geochemical constraints // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99, N B8. P. 15259–15374.
 36. Fife W.S. Archean tectonics // Nature. 1974. V. 249. P. 338.
 37. Furlong K.P., Fountain D.M. Continental crustal underplating: thermal considerations and seismic-petrologic consequences // Journal of Geophysical research. 1986. V.91, N B8. P. 8285–8264.
 38. Geology of Korea. Pyongyang, 1996. 469 p.
 39. Hsu K.J., Sun Shu, Li Jiliang et al. Mesozoic overthrust tectonics of the South China // Geology. 1988. V. 16, N 5. P. 418–421.
 40. Hu Hongxiang, Chen Xuebo, Zhang Bixin et al. On the interpretation of the DSS data of Suixian-Anyang profile in Central China // Acta seismologica Sinica. 1986. V. 8, N1. P. 37–49.
 41. Hu Hongxiang, Lu Hanxing, Wang Chunyong/ Explosion investigation of the crustal structure in western Yunnan province // Acta geologica Sinica. 1986. V. 29, N2. P. 133–144.
 42. Li Songlin, Mooney W.D. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles // Tectonophysics. 1998. V. 288. P. 105–113.
 43. Liao Qilin, Wang Zhenming, Wang Pinglu et al. Explosion seismic study of the crustal structure in Fuzhou – Quanzhou – Shantou region // Acta geophysica Sinica. 1988. V. 31, N 3. P. 270–280.
 44. Liu Changquan, Yang Deyan. A preliminary survey on the crustal velocity structure beneath the Beijing – Tianjin region and its environs // Acta seismologica Sinica. 1982. V. 4, N 3. P. 217–226.
 45. Liu Changquan, Jia Shixu. Structural property of the crust and the upper mantle in the Tangshan earthquake region // Acta seismologica Sinica. 1986. V. 8, N 1. P. 1–22.
 46. Liu Changquan, Liu Guangxia, Du Guanheng. Seismic refraction in the prediction of mineral occurrences on the basis of crustal tectonic features on the middle segment of the Tanshang – Liujiang paleorift valley // An overview of exploration geophysics in China – 1988. Tulsa: Society of exploration geophysists, 1988. P. 147–159.
 47. Lu Zaoxun, Xia Huaikuan. Global geoscience transect 13 Dong Ujimqin, Nei Mongol to Donggou, Liaoning, China. 1992. 26 p.
 48. Nelson K.D. A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction results // Geophysical Journal International. 1991. V. 105, N 1. P. 25–35.
 49. Okay A.J., Sengor A.M.C. Tectonics of an ultrahigh-pressure metamorphic terrane: the Dabie Shan – Tongbai Shan Orogen, China // Tectonics. 1993. V. 6. P. 1320–1334.
 50. Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, Qin Deyu. Geotectonic evolution of China. Science press. Springer Verlag, 1987. 203 p.
 51. Ren Jishun, Chen Tingui. Tectonic evolution of the continental lithosphere in eastern China and adjacent areas // Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1989. V.3, N 1–4. P. 17–27.
 52. Shi Yangshen, Yang Shufeng, Guo Lingshi et al. Crustal genesis and plate tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 187, N 1–3. P. 277–284.
 53. Shui Tao. Tectonic framework of continental basement of South-East China // Scientia Sinica. 1988. Ser. B. V. XXXI, N 7. P. 85–826.
 54. Wang Chunyong, Lin Zhongyang, Chen Xuebo. Comprehensive study of geophysics on geoscience transect from Menyuan, Qinghai province, to Ningde, Fujian province, China // Acta geophysica Sinica. 1995. V. 38, N 5. P. 590–598.
 55. Wang Maoji. Gravity and magnetic interpretation of Heishui – Quanzhou geoscience transect // Acta geophysica Sinica. 1994. V. 37, N 3. P. 321–329.
 56. White R.S., Westbrook G.K., Bowen A.N. et al. Hatton bank (northwest U.K.) continental margin structure // Geophys. Journal Royal Astr. Society. 1987. V. 89. P. 265–272.
 57. Yang Baojin, Mu Shimin, Jin Xu, Liu Cai. Synthesized study on the geophysics of Manzhouli – Suifenhe geoscience transect, China // Acta geophysica Sinica. 1996. V. 39, N 6. P. 772–782.
 58. Zhang Siwei, Zhang Souxi, Tang Rongyu et al. Interpretation of the Fuliji – Fengxian DSS profile in Xiayangzu region // Acta geophysica Sinica. 1988. V. 31, N 6. P. 637–648.
 59. Zheng Ye, Teng Jiwen. The structure of the crust and upper mantle in the Shuixian – Maashan zone and characteristics of the south part of the Tan-Lu tectonic belt //

- Acta geophysica Sinica. 1989. V. 32, N 6. P. 648–658.
60. Zhu Liangbao, Song Zhonghe. Reinterpretation of the data from the NE survey line of Yongping explosion // Acta geophysica Sinica. 1987. V. 30, N 2. P. 169–177.

Поступила в редакцию 1 августа 2001 г.

Рекомендована к печати Н.П. Романовским

Yu. F. Malyshev

Types of the earth's crust in East Asia, and their geological interpretation

A scheme is constructed showing types of the earth's crust in East Asia from the data of 49 regional and transregional seismic profiles (geotranssects). There have been distinguished 6 types of the continental crust and 2 types of the transitional crust. As a result, the following has been established: 1. Evolutionary series of types of the crust from normal and high thickness and normal seismic velocity of the continental crust through that with the normal thickness and low velocity inside the continent to the thin crust with low velocity, and then to the transitional types of the crust at its Pacific margin. 2. Anomalous characteristics of tectonic elements of the crust as compared to the world data. 3. Contrasting parameters of the relict and newly formed crust in the major sedimentary basins (the Vilyui Syncline, Songliao, the North China one) and in the Yakutia diamond-bearing province. This indicates a transformation of large volumes of the continental crust affected by the Pacific plates.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕСТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ ГИМАЛАЙСКОЙ ЗОНЫ СЖАТИЯ

К.Ж. Семинский

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Закономерности современного структурообразования в Центральной Азии рассмотрены на основе представлений тектонофизики о разделении деформируемого объема на блоки разноориентированными дизъюнктивными структурами, которые, кроме длины и глубины, характеризуются значимой шириной. Впервые для рассматриваемого региона составлена карта зонно-блоковой структуры литосферы (м-б 1 : 15 000 000), на которой блоки контактируют друг с другом по широким зонам деструкции, выделяющимся высокой плотностью разломов и генетически связанных с ними землетрясений. Результаты анализа геометрических размеров и степени активности деструктивных зон позволили установить строгую иерархию процесса деструкции и оконтурить в пределах континента Гималайскую зону взаимодействия Индостанской и Евразийской плит как объекта 1-го ранга для проведения более углубленных исследований. Показано, что зонно-блоковая структура Гималайской зоны деструкции образовалась как закономерный итог эволюции разломных зон, которые на очередном этапе порангового развития соединились друг с другом с образованием непрерывной сети и, таким образом, трансформировались в зоны деструкции, дальнейшее развитие или активизация которых происходят под существенным влиянием движений обособившихся блоков. Именно поэтому главные закономерности структурообразования в Гималайской зоне сжатия, выявленные посредством анализа зонно-блоковой структуры, не только не противоречат тем результатам, которые были получены ранее на основе представлений о вязком течении субстрата региона под нагрузкой, но и дополняют их рядом специфических деталей. На основе количественной обработки сейсмологического и, частично, геолого-структурных данных выявлены обобщенные процентные соотношения вкладов элементарных динамических обстановок в формирование внутренней структуры зон сжатия, растяжения, сдвига, сжатия со сдвигом и растяжения со сдвигом. В соответствии с ними Гималайская зона деструкции формируется в режиме сжатия со сдвигом, что в отличие от явно выраженной транспрессии обусловлено инденторным характером унаследованно развивающегося контактирования двух литосферных плит. Деструктивные зоны 2-го и 3-го рангов, входящие в парагенезис собственно сжатия, локализуются вблизи северной и южной границ Гималайской зоны и своей ориентировкой, особенностями внутреннего строения и набором динамических обстановок формирования свидетельствуют о зрелой стадии ее развития с наклонным положением активной оси тензора напряжений. Парагенезис сдвига охватывает центральную и, главным образом, восточную часть зоны, отражая широко известный процесс перемещения вещества из области наибольшего сжатия за фронтальную границу Индостанского блока. В целом характер деструкции литосферы определяется не только 1) интенсивностью и направленностью внешнего воздействия, 2) структурой, составом и размерами деформируемого объема, но и 3) законами активного взаимодействия блоков и деструктивных зон друг с другом. Главными из них являются существование пространственно-временной неравномерности процесса, конкретными выражениями которой служат вариации в пространстве и времени степени активности и динамических обстановок даже в однородно нагруженных объемах, а также ранговая соподчиненность в зонно-блоковой структуре литосферы.

Ключевые слова: тектонофизика, деструкция литосферы, зона сжатия, Гималаи, Центральная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Образование разрывов, разделяющих тело на отдельные блоки, является наиболее общей тектонофизической закономерностью разрушения (деструкции) литосферы [11], формы выражения которой имеют существенные отличия на разных уровнях организации вещества. При хрупком разрушении деление субстрата на блоки отчетливо проявляется в

виде вычленения ненарушенных участков коренного выхода системами пересекающихся трещин. С увеличением пространственно-временных масштабов процесса рассматриваемая закономерность становится менее выраженной в связи с неоднозначностью проведения непрерывных разломных ограничений блоков. Процесс активного разломообразования перестает быть узколинейным и в значительной

степени охватывает краевые части контактирующих блоков.

Данная особенность деструкции нашла отражение в предложенной М.А. Садовским модели геофизической среды [10], где, наряду с блоками, в качестве объемных структурных элементов предложено выделять и окружающие их зоны пониженной (в результате высокой раздробленности) вязкости субстрата. На “разломном уровне” деструкции это согласуется с представлениями об областях динамического влияния разломов [22] – геологических телах, характеризующихся (кроме длины и глубины) значимой шириной, которая, согласно экспериментальным данным, существенно возрастает с увеличением толщины деформируемого слоя. В свою очередь, в областях новейшего тектогенеза поперечные размеры поясов распространения активных разломов вдоль границ плит и микроплит измеряются сотнями километров [18, 27].

Таким образом, теоретические, экспериментальные и натурные исследования свидетельствуют о необходимости выделения в качестве полноправного элемента деструкции литосферы не пограничных разломных сместителей, а широких зон контактирования блоков. К построениям подобного типа следует отнести региональные схемы линейно-вытянутых, сочленяющихся друг с другом аномалий металлогенической или геофизической природы [9, 20], которые отражают существование областей динамического влияния разломов, рассекающих отдельные слои земной коры. Однако первостепенный интерес в плане геодинамических реконструкций имеют аналогичные построения, сделанные на тектонической основе и охватывающие более значительные объемы литосферы.

В связи с этим целью проведенного исследования стало выявление тектонофизических закономерностей деструкции континентальной литосферы, обусловленных взаимодействием относительно стабильных блоков и окружающих их подвижных зон. В качестве основного объекта исследований была выбрана территория Центральной Азии, а точнее – часть Альпийско-Гималайского подвижного пояса, внутренняя структура которой активно формируется в настоящее время при коллизии Евразийской и Индостанской тектонических плит (блоков 1-го ранга) [16].

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ

Первоочередной задачей исследования являлось построение карты делимости литосферы Центральной Азии, отличием которой от известных для данной территории блоковых карт и схем [2, 3, 5, 7, 23, 31, 36, 37, 41] стало оконтуривание, ранжирова-

ние и геодинамическая характеристика подвижных зон, существование которых для рассматриваемого региона отмечалось и ранее [18]. Работа связана с определенными трудностями, которые отчасти обусловлены большой мощностью деформируемого слоя, что увеличивает ширину подвижных зон и рассеивает проявления активности в их пределах. Кроме того, наряду с вновь образованными подвижными зонами, в современном поле напряжений обычно активизируются структурные неоднородности разного типа (древние подвижные зоны, зоны контакта контрастных по физико-механическим свойствам комплексов пород и др.), которые для некоторых блоков играют роль объемных структурных границ. Поэтому участки континентальной литосферы, характеризующиеся повышенной раздробленностью, сложностью напряженного состояния и, как правило, интенсивной современной сейсмичностью, мы, вслед за С.И. Шерманом [25, 26], будем называть деструктивными зонами и выделять в качестве второго (в дополнение к блокам) главного структурного элемента делимости литосферы.

Построения проводились на основе сети разломов с “Международной тектонической карты мира” [29]. В оригинале они не разделены по возрасту, однако, согласно недавним исследованиям М.Л. Коппа [6], практически все тектонические нарушения данной территории были активизированы в новейшее время. Это позволяет считать проведенные по карте [29] построения соответствующими современной эпохе тектогенеза.

Прежде всего, на тектонической карте выявлялись наиболее протяженные непрерывные сместители. В подавляющем большинстве случаев каждый из них сопровождается серией близко расположенных, часто субпараллельных, более коротких сопутствующих разломов, которые и составляют внутреннюю структуру выделяемой зоны деструкции. Проведение внешних границ зоны для сейсмически активных территорий контролировалось по “Карте полей напряжений мира” [43] путем анализа площадного распределения сильных землетрясений. В спорных случаях привлекалась дополнительная информация по активной разломной структуре регионов, взятая из других источников (например, [2–6, 8, 15–19, 24, 27, 28, 30–34, 36–40, 42]).

В итоге была составлена “Карта зонно-блоковой структуры литосферы Центральной Азии” (1 : 15 000 000), на которой блоки контактируют между собой по широким зонам деструкции, сочленяющимся друг с другом с образованием замкнутой сети (рис. 1А). В пределах большинства зон можно выделить магистральный разломный сместитель, являющийся формальной границей блока. В каче-

стве сегментов таких сместителей на карте нашли отражение все известные крупные разломы региона (Инд-Цангпо, Айлао-Шань, Алтын-Таг, Гиссаро-Кокшаальский, Тань-Лу, Чаман-Мокур и другие), чье присутствие в сочетании с более мелкими разрывами и землетрясениями делает проведение границ соответствующих деструктивных зон наиболее обоснованным. В противоположность этому выделение некоторых деструктивных зон (например, № 15, 16, 54) из недостаточно исследованных регионов со слабой сейсмической активностью имеет более низкую достоверность. Однако это не повлияло на результаты проведенного исследования, т.к. основной акцент при их получении был сделан на анализе внутреннего строения достаточно изученной территории Гималаев и их предгорий, где происходит активное разломообразование, сопровождающееся интенсивной сейсмичностью.

ЗОННО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Для выявления наиболее общих особенностей делимости литосферы Центральной Азии анализировались геометрические размеры и степень современной активности показанных на карте (рис. 1А) деструктивных зон и блоков. Как и ожидалось по предыдущему опыту работы с параметрами крупных дизъюнктивов [24], выделение масштабных рангов зон по отдельно взятым распределениям их длины или ширины не привело к положительным результатам. Как и отсутствие корреляционной связи между данными количественными характеристиками, это объясняется активным взаимодействием зон деструкции друг с другом и с субгоризонтальными границами блоков на глубине, что (в отличие от ситуации с сравнительно обособленно развивающимися дизъюнктивами меньшего масштаба) и порождает дисбаланс их основных параметров. Лишь при анализе распределения площадей (рис. 1Б), которые учитывают обе характеристики и, следовательно, в большей степени отражают количество полученной от источника тектонических сил энергии, деструктивные зоны были разделены на два ранга.

Анализ пространственного распределения разноранговых деструктивных зон свидетельствует о строгой иерархической соподчиненности в картине блоковой делимости литосферы Центральной Азии (рис. 1А). Деструктивные зоны 2-го ранга ограничивают одноранговые блоки, каждый из которых разделен на более мелкие блоки зонами 3-го ранга. В плане деструктивные зоны обычно имеют изогнутую форму, что является следствием их формирования путем объединения более мелких, сравнительно прямолинейных сегментов, которые часто развиваются в несколько отличающихся условиях

нагружения. У зон 2-го ранга эти сегменты по размерам обычно соответствуют деструктивным зонам 3-го ранга, причем в литературе они рассматриваются как обособленные дизъюнктивные структуры. Примерами являются известная сегментация Байкальской рифтовой системы [3, 8, 24] или соответствие сегментов зоны № 8, выделенных Ма Синюанем [31], отдельным поясам разломов: № 8-1 – Северный Цилян-Шань; № 8-2 – Хайюань; № 8-3 Северный Кунь-Лунь – Северный Хуайян. Всего на изучаемой территории была выявлена 61 деструктивная зона. Однако при анализе структур 2-го ранга рассматривалось 19 зон, а 3-го ранга – 79 объектов, из которых 42 принадлежат к самостоятельным зонам 3-го порядка и 37 являлись аналогичными по рангу сегментами наиболее извилистых зон 2-го порядка (рис. 1).

Таким образом, теоретическая модель академика М.А. Садовского находит реальное отражение в качественной картине делимости литосферы Центральной Азии. Иерархическая соподчиненность разноранговых структур на количественном уровне хорошо подтверждается результатами анализа площадных характеристик деструктивных зон, тогда как аналогичные расчеты по блокам не дали однозначных результатов. Так, оконтуренные одноранговыми зонами блоки образуют законченную сеть, но не попадают в одну группу по среднегеометрическому размеру, что может быть связано с незавершенностью деструктивного процесса на большей части территории Центральной Азии.

Степень активности выделенных зон деструкции в современном поле напряжений весьма различна, если судить по материалам цитированных публикаций о составляющих их внутреннюю структуру крупных разломах. Для проведения сравнительного анализа на количественной основе в качестве показателя степени активности деструктивных зон использовалось число сильных землетрясений, происходящее на единицу их площади. Такая оценка вполне правомерна и даже более оправдана, чем проведение аналогичной процедуры по отношению к разломам, т.к. привязка гипоцентров к конкретному сместителю в большинстве случаев вызывает серьезные трудности. При отсутствии универсального показателя современной активности территорий (учитывающего величины выделенной сейсмической энергии, энергию криповых перемещений по разломам и т.д.) этот параметр ввиду простоты определения наиболее удобен для применения, т.к. в самом первом приближении позволяет судить об относительной степени активности деструктивных зон. Для решения задач настоящего исследования, где не абсолютизируется прямое сопоставление значе-

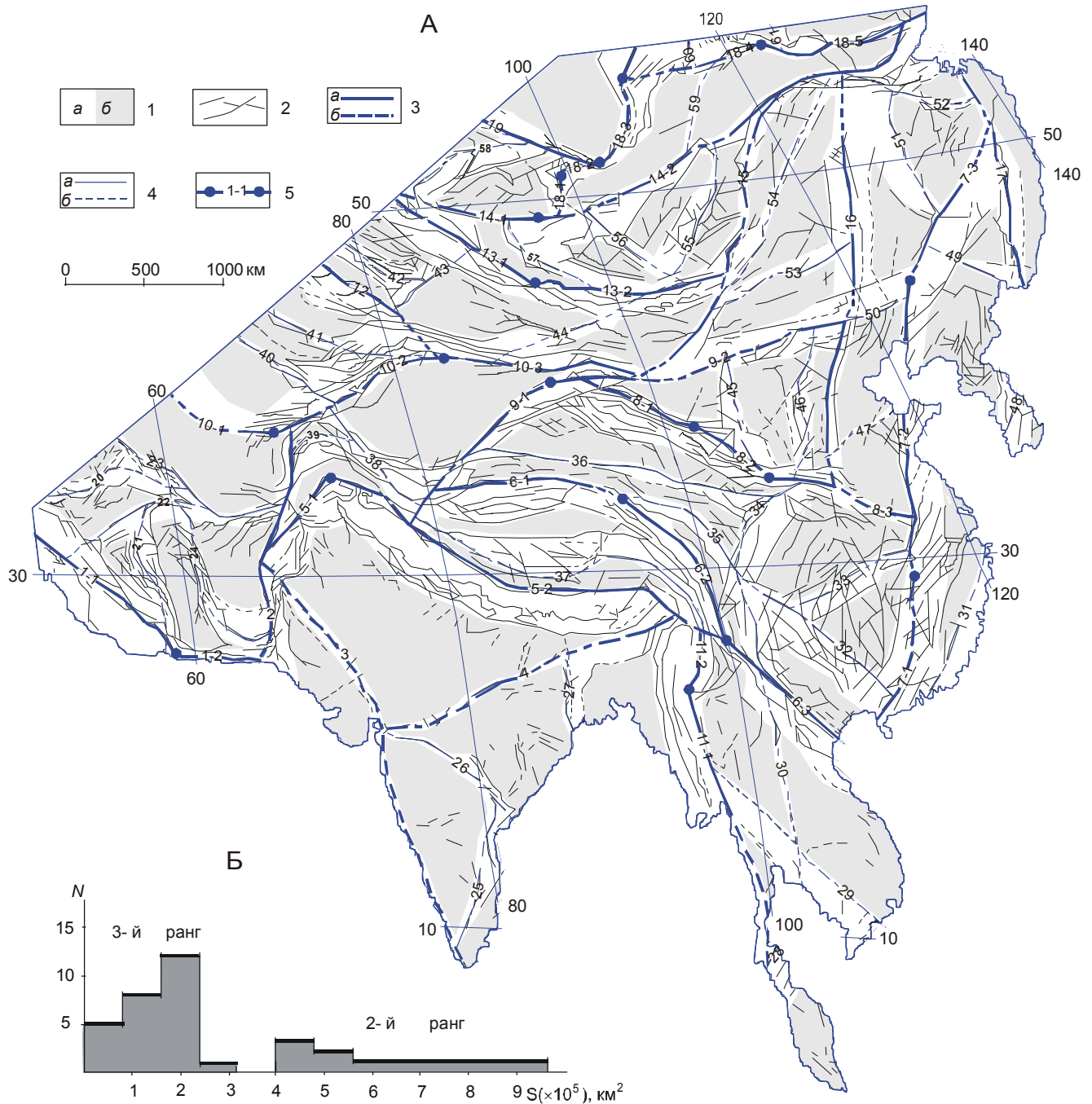


Рис. 1. Карта зонно-блоковой структуры литосферы Центральной Азии (А) и гистограмма площадей ($N=f(S)$) показанных на ней деструктивных зон (Б).

1 – площади, занимаемые деструктивными зонами (а) и блоками (б); 2 – разломы по карте [29]; 3, 4 – магистральные сместители деструктивных зон 2-го (3) и 3-го (4) рангов, совпадающие (а) и несовпадающие (б) с разломами; 5 – индексация деструктивных зон и их сегментов.

ний параметра для отдельных зон, его использование является удовлетворительным, хотя в перспективе планируется учет и других характеристик активности.

Подсчеты проводились по материалам карты полей напряжений, составленной по достаточно

формализованным критериям [43]. Гистограмма распределения показателя удельной плотности землетрясений (рис. 2Б) позволяет разделить 79 объектов на пять групп с разной степенью активности. Значения показателей из двух первых групп характеризуются слабой достоверностью (1 группа – 0, а

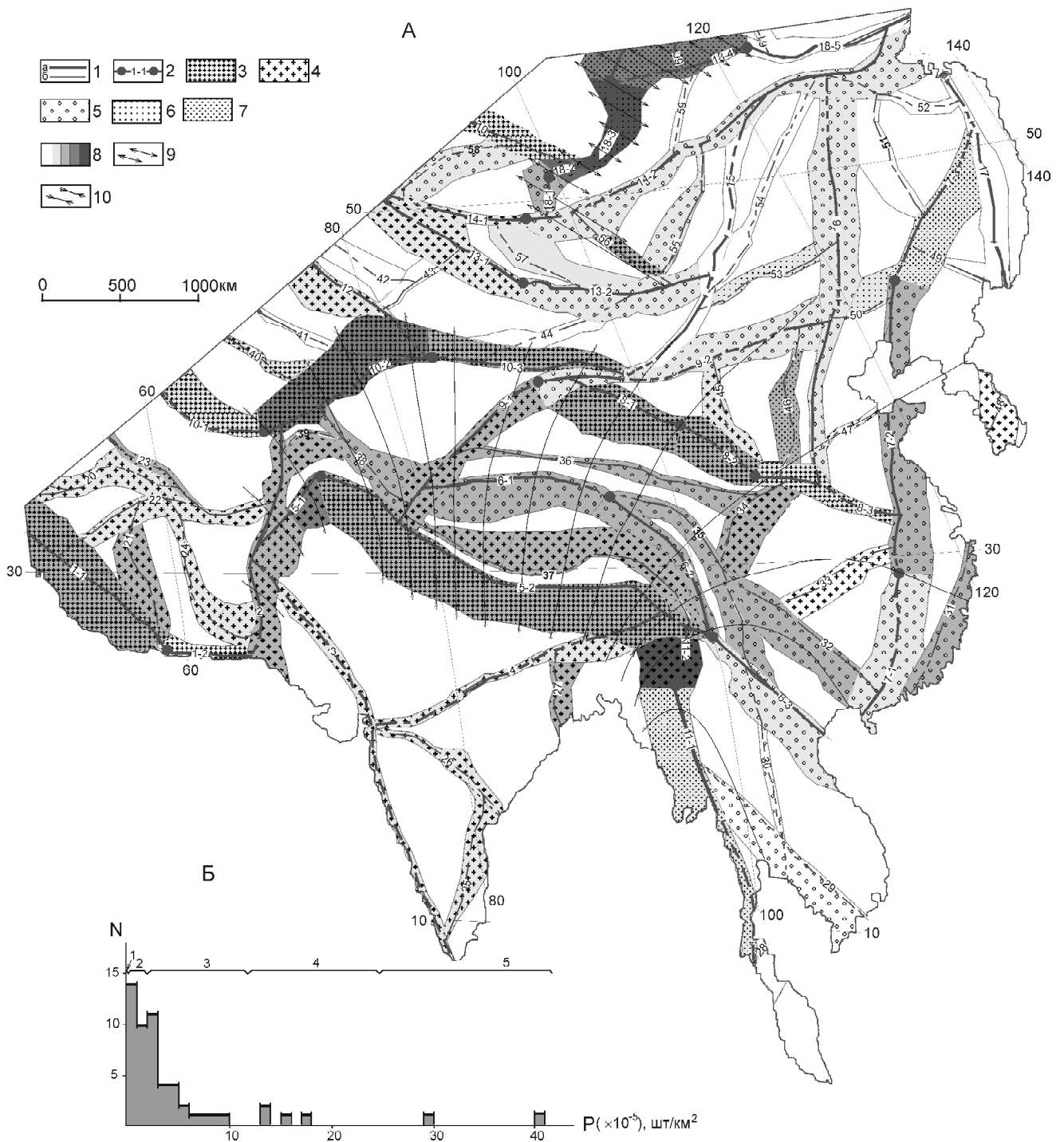


Рис. 2. Схема разделения деструктивных зон Центральной Азии по типам динамических обстановок формирования и степени активности (А) и гистограмма показателя активности зон ($N=f(P)$), представляющего собой взвешенное к их площади количество сильных землетрясений (Б).

1 – магистральные сместители деструктивных зон 2-го (а) и 3-го (б) рангов; 2 – индексация деструктивных зон и их сегментов; 3–7 – динамические обстановки формирования внутренней структуры деструктивных зон: 3 – сжатие, 4 – сжатие со сдвигом, 5 – сдвиг, 6 – растяжение, 7 – растяжение со сдвигом; 8 – степень активности деструктивных зон в соответствии с пятью выделенными по гистограмме группами; 9 – траектории главных нормальных напряжений растяжения (горизонтальная проекция), показанные в пределах участка активных современных деформаций, обусловленных развитием Байкальско-го рифта; 10 – траектории главных нормальных напряжений сжатия (горизонтальная проекция), показанные в пределах Гималайской зоны деструкции.

2 группа – 2 и менее сильных событий на зону), отделяются на графике четким минимумом и в ходе дальнейшего анализа были отнесены к фоновым. Это позволило оконтурить в пределах Центральной Азии две неодинаковые по размерам области, внутренняя структура которых состоит из взаимодействующих друг с другом деструктивных зон со средней (3 группа) и высокой (4-5 группы) степенями активности (рис. 2А).

Большая из областей выделена на рис.2А траекториями главных нормальных напряжений сжатия и протягивается вблизи южной окраины континента от Тихого океана до западной оконечности Индостана на 4.5 тыс. км. Она была названа Гималайской зоной сжатия (1-го ранга), т.к. именно здесь, согласно проведенным построениям, происходит в настоящее время интенсивное деформирование континентальной литосферы, обусловленное коллизией Евразийской и Индостанской тектонических плит (1-го ранга). Наиболее активно деструкция протекает в зонах 2-го и 3-го рангов, располагающихся перед фронтом Индостанского блока, отчетливо тяготея к его выступающим на север частям: районы хребтов Тянь-Шань (зона № 10–2) и Нага (зона № 11–2). Процесс разрушения затронул здесь даже внутриблоковые пространства, о чем свидетельствует локализация в их пределах некоторых крупных землетрясений. Наименьшие деформации свойственны дистальным окончаниям зоны сжатия в областях ее перехода к Аравийскому сегменту Альпийско-Гималайского подвижного пояса (западнее зоны № 2) и сочленения с активной Тихоокеанской окраиной (восточнее зон № 34, 46).

Значительно меньший по размерам участок активных деформаций литосферы, показанный на рис. 2А траекториями главных нормальных напряжений растяжения, располагается на севере изучаемой территории и связан с формированием Байкальского рифта в пределах Саяно-Байкало-Становой горной области. Для него характерно существование наиболее простого вида неравномерности в проявлениях процесса деструкции, когда степень активности возрастает от дистальных окончаний к центру. Пространственная разобщенность выделенных областей, различия во времени начала движений и характере распределения активности в пространстве свидетельствуют в пользу предположения об их формировании под воздействием двух разных энергетических источников [3].

В целом деструкция литосферы Центральной Азии, по-видимому, обусловлена функционированием трех долгоживущих источников тектонических сил, каждому из которых можно поставить в соответствие деструктивные зоны 1-го ранга, развивающиеся сейчас в различных геодинамических режи-

мах: Гималайская зона сжатия с показанными на карте границами; Западно-Тихоокеанская зона, активные трансpressивные деформации в пределах которой затрагивают лишь окраинную часть континента; Саяно-Байкало-Становая зона древнего заложения, локальная активизация которой происходит в режиме растяжения.

Рассматриваемые построения (рис. 2А) позволяют отметить характерные особенности взаимодействия наиболее полно представленной в исследуемом регионе Гималайской зоны сжатия с двумя другими зонами 1-го ранга. Наблюдается значительное увеличение ее поперечных размеров в области контактирования с Западно-Тихоокеанской зоной деструкции. В то же время, причиной активизации самых северных структур этой области (№ 46 и № 7–2) может быть и тенденция к сочленению с Саяно-Байкало-Становой зоной через активную зону деструкции № 56, ответвляющуюся от южного конца Байкальской рифтовой системы в нехарактерном для последней юго-восточном направлении. Этот пример иллюстрирует один из экспериментально установленных путей эволюции разломно-блоковой структуры [14], заключающийся в разрушении блока под действием усиливающейся нагрузки.

То же проявляется на более высоком иерархическом уровне в центральной части Гималайской зоны деструкции, где интенсивное сжатие приводит к расширению деструктивных зон, которые в поверхностном выражении становятся подобны располагающимся рядом блокам. Таким образом, неравномерность процесса деструкции обуславливает существенные отличия в среднегеометрических размерах блоков, ограниченных одноранговыми зонами, но располагающихся в разных местах структуры 1-го ранга. Как показал количественный анализ, эти различия свойственны, главным образом, Гималайской зоне сжатия, зонно-блоковая структура которой находится в стадии активного формирования, тогда как на остальной территории Центральной Азии параметры блоков более сбалансированы. Поэтому можно предположить, что эта сбалансированность является свойством интегральной картины делимости литосферы, тогда как в отдельные, сравнительно короткие (в геологическом масштабе времени) этапы перестройки структуры наблюдаются существенные отклонения от генеральной закономерности.

В целом результаты изучения геометрических размеров и степени активности выделенных в Центральной Азии деструктивных зон свидетельствуют о строгой иерархической соподчиненности процесса деструкции в природе как по вертикали, когда любой структурный элемент состоит из элементов

меньшего ранга, так и по горизонтали, когда на одном уровне организации вещества одноранговые блоки контактируют друг с другом вдоль деструктивных зон того же (или большего) масштабного ранга. С другой стороны, детали процесса деструкции (в т.ч. и выраженные в соотношении параметров отдельных структурных элементов) в значительной мере зависят от стадии и условий деформирования, варьирующих для крупных объемов литосферы в пространстве и времени. Из выделенных деструктивных структур 1-го ранга Гималайская зона лучше других подходит для выведения закономерностей общего плана, так как ее

зонно-блоковая структура длительное время и в полном объеме развивалась в едином геодинамическом режиме.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕСТРУКЦИИ В ГИМАЛАЙСКОЙ ЗОНЕ СЖАТИЯ

Один из главных параметров деструкции – степень активности процесса – уже рассматривался выше на основе сравнительного анализа удельных плотностей землетрясений в деструктивных зонах. Сделанный вывод о неравномерности деструкции в пределах Гималайской зоны сжатия подтверждается

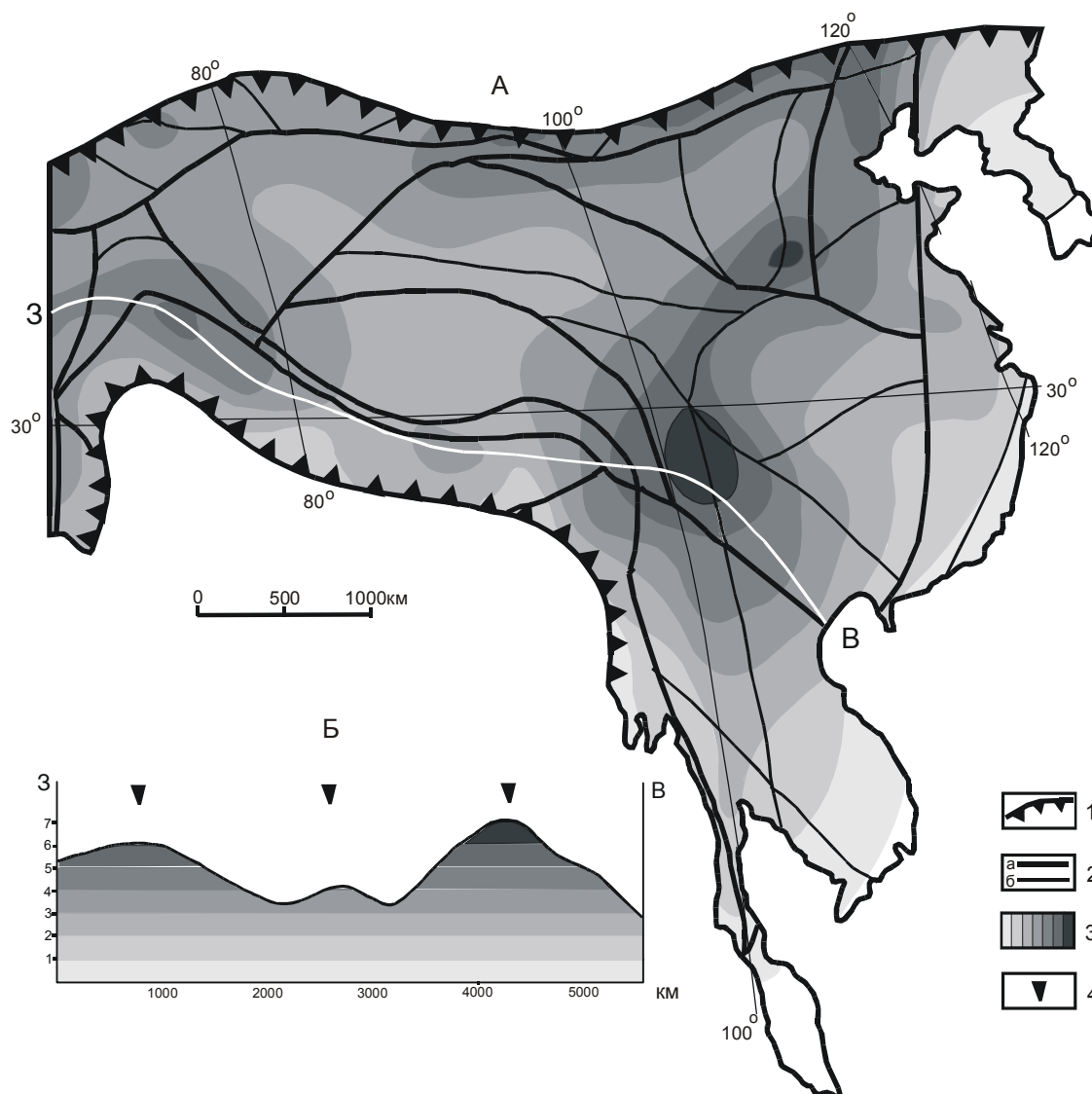


Рис. 3. Площадное распределение магистральных сместителей деструктивных зон 2-го и 3-го рангов в Гималайской зоне сжатия (А – карта в изолиниях; Б – разрез по линии “Запад-Восток”).

1 – северная и южная границы Гималайской зоны деструкции в пределах континента; 2 – магистральные сместители 2-го (а) и 3-го (б) рангов; 3 – области с различной плотностью сместителей в порядке возрастания параметра; 4 – положение максимумов на профиле 3-В.

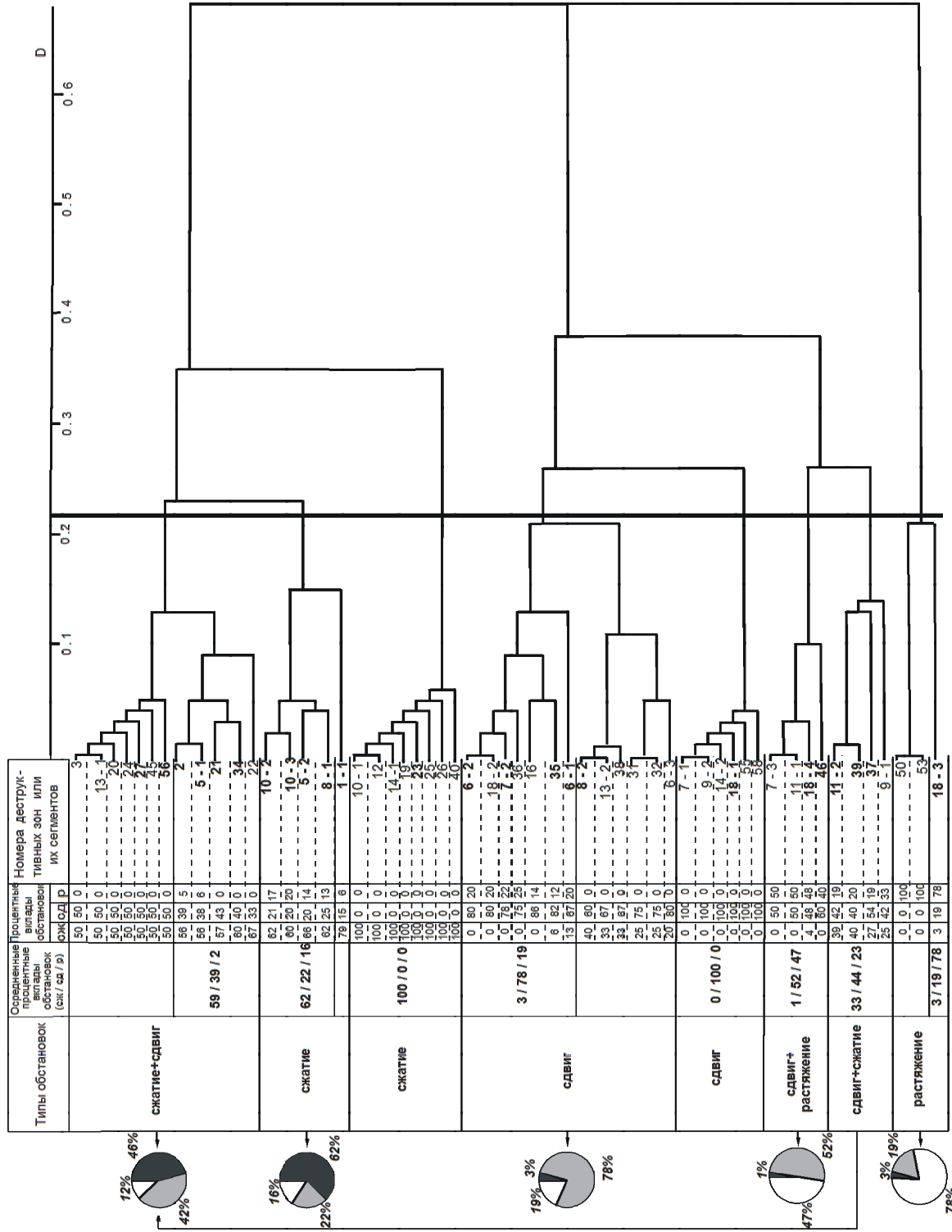


Рис. 4. Результаты кластер-анализа, позволяющие разделить деструктивные зоны Центральной Азии (даны цифрами согласно рис. 1А) на пять групп по динамической обстановке формирования их внутренней структуры. Итоговые соотношения вкладов сжатия (черный цвет), сдвига (серый цвет) и растяжения (белый цвет) для каждой из ключевых обстановок показаны на круглых диаграммах и определяются по данным о наиболее представленных землетрясениях зонах (жирные цифры), совокупности которых отчетливо выделяются при значении показателя D=0,22.

при изучении пространственного распределения зон, аппроксимируемых в данном случае как линейные границы блоков. На рис.3А представлена карта их плотности, построенная стандартным способом при использовании скользящей палетки с круглым окном, диаметр которого определялся по методике [21]. Несмотря на учет в построениях дизъюнктивных границ только двух масштабных рангов, стиль нарушения субстрата Гималайской зоны сжатия проявляется довольно отчетливо. Простираемостью изолиний, а также цепочками максимумов подчеркиваются не только южная и северная границы, но и область ее сочленения с Западно-Тихоокеанской зоной деструкции. Центральную часть зоны сжатия занимает крупный минимум.

Продольная неравномерность нарушения субстрата наиболее отчетливо видна вблизи южной границы зоны сжатия. На профиле (рис. 3Б), проходящем здесь по серединам максимумов плотности, последние, чередуясь с минимумами, располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга. Эта особенность разрушения может, по-видимому, рассматриваться в качестве отражения одной из наиболее общих закономерностей продольного распределения деформаций, выявленной ранее на примере крупных разломных зон [12, 24]. В данном случае она осложняется специфическими чертами, связанными с формой Индостанского блока: южная граница зоны деструкции повторяет очертания последнего, причем к выступающим на север участкам приурочены регионы наибольшей тектонической активности, выраженной в максимумах плотности сильных землетрясений (рис. 2А), деструктивных зон (рис. 3А) и активных разломов (рис. 1.11 из [24]).

Динамическая обстановка формирования внутренней структуры является еще одной важной характеристикой процесса деструкции в Гималайской зоне, так как поле напряжений в ее пределах подвержено определенным пространственным вариациям на фоне генерализованного сжатия. Их главные особенности неизменно отражаются на всех картах осей напряжений, построенных для данной территории разными авторами с использованием существенно отличающихся исходных материалов [19, 31, 35], и в том числе – на схеме траекторий оси сжатия, составленной нами по результатам статистической обработки ориентировок осей напряжений, представленных на карте М.Л. Зобак [43]. Как видно из рис. 2А, в целом поле напряжений Гималайской зоны деструкции определяется субмеридиональной ориентировкой оси сжатия в центральной части с отклонениями (и даже загибом на востоке) у дистальных окончаний, обусловленными влиянием формы северной

границы Индостанского блока. В то же время, отдельные сейсмические события, а также характер движений по некоторым достаточно крупным тектоническим нарушениям региона не согласуются с представленной генеральной картиной.

Для выявления иерархических взаимоотношений динамических обстановок при деформации вещества в Гималайской зоне сжатия были рассмотрены их особенности в деструктивных зонах более мелкого масштаба. Процентные вклады обстановок сжатия, растяжения и сдвига в формирование внутренней структуры показанных на рис.1А деструктивных зон (и их сегментов) вычислялись для каждого объекта по материалам карты [43], где механизмы очагов землетрясений уже разделены по упомянутым элементарным типам. Далее деструктивные зоны группировались по сходству-различию этих вкладов с использованием кластер-анализа в его Ward-модификации (рис. 4).

Интерпретация дендрограммы проводилась на основе опыта предыдущих исследований [24], а также имеющихся литературных и собственных данных о динамических обстановках в пределах хорошо изученных (эталонных) деструктивных зон. В итоге все объекты были разделены на пять групп, отвечающих ключевым динамическим обстановкам (рис. 2А, рис. 4), причем обобщенные процентные вклады сжатия, сдвига и растяжения в каждую из них вычислялись как средние арифметические по подгруппам, в которые входили только эталонные и наиболее представленные землетрясениями деструктивные зоны: сжатие – 62/22/16; сдвиг – 3/78/19; растяжение – 3/19/78; сдвиг со сжатием – 46/42/12; сдвиг с растяжением – 1/52/47. При этом все деструктивные зоны с известными обстановками формирования их главных сместителей находятся в соответствующих группах, в том числе: Гиссаро-Кокшаальский надвиг (№ 10–2) и взброс Инд-Цангпо (№ 5–2) – сжатие; сдвиг Канг-Тинг (№ 35) и сдвиг Тань-Лу (№ 7–2) – сдвиг; Приморский сброс (№ 18–3) – растяжение; взбросо-сдвиг Чаман-Мокур (№ 2), взбросо-сдвиг Сэйгаинг (№ 11–2) – сдвиг со сжатием; Верхнеангарский и другие сбросо-сдвиги (№ 18–4) – сдвиг с растяжением. Таким образом, можно считать объективно установленным, что даже в обстановках “чистых” сжатия, сдвига или растяжения суммарные вклады других динамических обстановок оказываются весьма значительными и варьируют от 20 до 40%. Отражением этого является активное существование во внутренней структуре деструктивных зон разломов разного морфогенетического типа на фоне преобладающего распространения нарушений одного генезиса.

Следует отметить, что определенные для зон деструкции процентные соотношения близки к формулам вкладов, полученным на основе анализа геолого-структурных данных для зон сжатия разломной природы в Юж.Тянь-Шане, Памире, Зап. Саяне [24] и для зон растяжения Байкальского рифта (расчеты по материалам спецкартирования из [13]): сжатие – 52/30/18; растяжение – 0/31/69. Такое соответствие не удивительно, т.к. в обоих случаях анализировались явления, происходящие при формировании примерно одноранговых структур. В этой связи следует в дальнейшем сделать попытку получить обобщающие формулы для всех ключевых видов динамических обстановок, хотя полного совпадения вкладов, по-видимому, ожидать не следует ввиду различий в представительности материалов и типах вычисляемых по ним показателей. Для диагностики режимов формирования деструктивных зон большая эффективность свойственна сейсмологическим определениям в связи с относительной формализованностью и быстротой их получения.

Так, соотношение вкладов, полученное по сейсмологическим данным для большей из выделенных на рис.2А областей, составляет 48/38/14. Следовательно, Гималайская зона деструкции не является структурой “чистого” сжатия, а принадлежит к зонам промежуточного типа – сжатие со сдвигом. Главной причиной соизмеримости первых цифр формулы является наличие в пределах рассматриваемой территории двух крупных парагенезисов деструктивных зон, соответствующих разным динамическим обстановкам деформирования субстрата: собственно сжатия (55/31/14) и сдвига (15/71/14). Второй парагенезис образуется, главным образом, сближенными в пространстве зонами сдвигового типа (№ 36 – Кунь-Лунь, №35 – Канг-Тинг, № 6–3 – Айлао-Шань, №30 – Диен-Биен и другими) и является известным [6, 17, 24, 32, 34, 36] результатом взаимодействия Индостана и Евразии, когда часть субстрата из центральной части области сжатия перемещается на восток в область с меньшим давлением. Наличие данного явления полностью соответствует описанному выше характеру поля напряжений с существенным отклонением траекторий оси сжатия от субмеридиональной ориентации (рис. 2А).

Другая причина большого вклада обстановок сдвига в формирование внутренней структуры Гималайской зоны деструкции может быть выявлена при совместном анализе ориентировок и типов деструктивных зон, оставшихся собственно в парагенезисе сжатия. Они образуют следующие группы: азимут простирания 300° (№ 5–2, 10–3, 8–1 и др.) – зоны

сжатия; 65° (№ 5–1, 9–1, 34 и др.) и 355° (№ 27) – зоны сжатия со сдвигом; 20° (№ 46) – зоны сдвига с растяжением; 30° (№ 7–1, 7–2 и др.) – зоны сдвига, куда входят и две зоны промежуточного типа (№ 2 и 11–2), являющиеся заходящими на континент трансформами. Такое сочетание направлений деструктивных зон определенных типов действительно характерно для обстановки сжатия, но не с горизонтальным, а наклонным положением активной оси (приблизительно 25° в соответствии с механизмами очагов многих сильных землетрясений в Гималаях). Последнее в основном свойственно заключительным стадиям развития зон сжатия [24], когда главные сместители в продольно ориентированных деструктивных зонах выполаживаются, превращаясь в надвиги, а разломы в зонах деструкции других направлений приобретают существенную сдвиговую компоненту вследствие необходимости реализации больших горизонтальных перемещений.

ВЫВОДЫ

Анализ распределения разломов и генетически связанных с ними землетрясений позволил установить, что закономерности деструкции литосферы Центральной Азии определяются взаимодействием относительно стабильных блоков по ограничивающим их зонам активного структурообразования, существующим на различных уровнях организации вещества и находящихся в строгой иерархической соподчиненности. Долговременное функционирование трех разных энергетических источников привело к возникновению и дальнейшему развитию в изучаемом регионе деструктивных зон 1-го ранга: Гималайской, Саяно-Байкало-Становой и Западно-Тихоокеанской. Очевидно, что динамические обстановки их формирования, геометрические размеры, форма и степень активизации различались в отдельные этапы тектогенеза в зависимости от временной эволюции энергетических источников и их взаимоотношений в глубинах верхней мантии.

В настоящее время на континенте наиболее активно и полно процесс деструкции протекает в Гималайской зоне, причем ее внутренняя структура развивается однонаправленно в результате длительного существования одного геодинамического режима. Ширина зоны в целом имеет тенденцию к значительному увеличению с запада на восток, что отчасти связано с активизацией процесса деструкции на большой площади при контактировании с Западно-Тихоокеанской зоной и наметившейся тенденцией ее пространственного сочленения с Саяно-Байкало-Становой зоной.

Главным же фактором, определяющим форму Гималайской зоны деструкции, является специфика

контакта литосферных плит. Движение к северу сравнительно небольшого Индостанского блока создает узкую область высокого давления перед его фронтом и менее нагруженные широкие участки по краям. В таких сложных условиях сжатия субстрат оказывается неравномерно дислоцированным, причем наибольшая активность процесса деструкции имеет место перед выступающими на север углами Индостана (районы Пенджабского синтаксиса и Асамского выступа), где локализуется несколько высокосейсмичных деструктивных зон. Субстрат здесь разделен на узкие, вытянутые в продольном направлении блоки, соизмеримые по размерам и форме с ограничивающими их деструктивными зонами.

Состояние внутренней структуры Гималайской зоны сжатия соответствует зрелой стадии развития с наклонным положением оси сжатия, когда в южной части уже обозначился единый магистральный сместитель надвигового типа. Гималайский фронт – на юге, взбросо-надвиги Тянь-Шаня, Цилян-Шаня, Нань-Шаня и других деструктивных зон – на севере, имея в целом противоположные падения, создают условия для сокращения литосферы в направлении действия активной оси. Парагенезис сжатия дополняют субмеридиональные и субширотные зоны сдвига со сжатием, север-северо-восточные зоны сдвига с растяжением и северо-восточные зоны сдвига трансформного типа, также тяготеющие к южной и северной частям Гималайской деструктивной зоны. В центральной части последней субстрат деформируется в условиях сдвига, перемещаясь из области наибольшего сжатия на восток за фронтальную границу Индостанского блока, что обеспечивается право- и левосдвиговыми движениями по разломам в пределах локализующихся здесь деструктивных зон.

Сложившаяся ситуация отражается в соотношении вкладов обстановок сжатия, сдвига и растяжения (48/38/14), согласно которому Гималайская зона деструкции принадлежит к зонам сжатия со сдвигом. Причиной данного факта является “инденторный характер” контакта литосферных плит, а не процесс транспрессии, приводящий к аналогичному результату во многих геодинамических обстановках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, тектонофизический подход к исследованию процесса деструкции литосферы оправдал себя на примере Гималайской зоны сжатия. Некоторые из выявленных закономерностей отразили твердо установленные для данного региона особенности деструктивного процесса (вариации в ориентировках оси сжатия генерального поля напря-

жений, наличие области трансформации вещества с запада на восток и др.), другие стали дополнительным доказательством справедливости некоторых из обсуждающихся в литературе гипотез (обособленность главных энергетических источников деструкции в Гималайской зоне сжатия и Байкальской рифтовой системе, существование тенденции к пространственному соединению этих зон и др.), а третьи были установлены впервые как для Гималайской зоны сжатия, так и для деструктивного процесса в целом (положение современных латеральных границ зоны, состав парагенезиса более мелких деструктивных зон, процентные соотношения вкладов элементарных динамических обстановок в формирование внутренней структуры зон сжатия, растяжения, сдвига, сжатия со сдвигом, и растяжения со сдвигом). Это, с одной стороны, свидетельствует об объективности существования зонно-блокового строения литосферы Центральной Азии, а с другой, – о перспективности описанного направления исследований.

Эти исследования в дальнейшем должны проводиться с учетом влияния древней тектонической структуры природных регионов, оказывающей определенное влияние на положение новейших деструктивных зон и характер их дальнейшего активного развития. С другой стороны, Гималайский регион является одним из наиболее подходящих тектонотипов для подобных работ, т.к. процесс разрушения литосферы в его пределах происходил унаследованно под практически однонаправленным (хотя и прерывистым) тектоническим воздействием [1]. Зонно-блоковая структура, скорее всего, образовалась как закономерный итог эволюции разломных зон, которые на очередном этапе порангового развития соединяются друг с другом с образованием непрерывной сети [25, 26], трансформируясь, таким образом, в зоны деструкции, дальнейшее развитие или активизация которых происходят под существенным влиянием движений обособившихся блоков. Именно поэтому главные закономерности структурообразования в Гималайской зоне сжатия, выявленные посредством анализа зонно-блоковой структуры, не только не противоречат тем результатам, которые были получены ранее на основе представлений о вязком течении субстрата региона под нагрузкой [6, 17, 18, 32, 34], но и дополняют их рядом специфических деталей.

Кроме того, основные черты внутреннего строения деструктивных зон в данном случае во многом подобны выявленным ранее закономерностям структурообразования в разломных зонах литосферы [12, 24]: наличие сместителей магистрального типа, сходство парагенезисов структур 2-го порядка,

идентичность соотношений элементарных динамических обстановок, подобие характера неравномерности в распределении дизъюнктивных структур и др. Это позволяет выделенные деструктивные зоны (2-го и 3-го рангов) в первом приближении отождествлять с зонами влияния крупных разломов в их тектонофизическом понимании [22], что пока не может быть принято в качестве обобщающей закономерности. В этом плане ближайшей задачей является построение карт делимости литосферы для регионов с существенно отличающимися режимами развития, причем основой единого методического подхода должны быть следующие положения, отражающие опыт исследований в Гималайской зоне сжатия.

Процесс деструкции реализуется путем образования и совместного развития двух объемных структурных элементов – блоков и ограничивающих их зон, которые создают законченную картину делимости литосферы. Несмотря на большую интенсивность разрушения в деструктивных зонах, роль обоих элементов в структурообразовании равнозначна. Характер деструкции любого участка литосферы, таким образом, определяется не только 1) интенсивностью и направленностью внешнего воздействия, 2) структурой, составом и размерами деформируемого объема, но и 3) законами активного взаимодействия блоков посредством образования и развития деструктивных зон.

Перечисленные группы факторов влияют на все характеристики блоков и зон, но в разной степени. Интенсивность и направление действия внешних сил оказывают большее воздействие на степень активности и динамические обстановки формирования внутренней структуры, а реологические свойства и параметры деформируемого участка литосферы – на форму и размеры главных элементов деструкции.

Однако, несмотря на изменчивость внешних проявлений деструкции в зависимости от первых двух групп факторов, существуют общие закономерности формирования зонно-блоковой структуры литосферы, которые имеют повсеместное распространение. Во-первых, это пространственно-временная неравномерность процесса, конкретными выражениями которой служат вариации в пространстве и времени степени активности и типов динамических обстановок даже в однородно нагруженных объемах литосферы. Во-вторых, существование ранговой соподчиненности в зонно-блоковой структуре литосферы, количественные характеристики которой варьируют на разных стадиях структурообразования. В-третьих, наличие взаимозависимости в системе “блок-зона”, когда размеры и форма контактирую-

щих блоков обуславливают форму и характер напряженно-деформированного состояния субстрата пограничных зон деструкции (что особенно отчетливо проявляется в Гималайской деструктивной зоне 1-го порядка в окрестностях выдающихся на север участков Индостанской плиты), а степень активности и динамические обстановки процесса структурообразования в деструктивных зонах, в свою очередь, определяют аналогичные характеристики процесса внутри блоков.

Реальной перспективой исследований является создание зонно-блоковой модели континентов, органично согласующейся с закономерностями деструкции литосферы, наиболее твердо установленными в рамках различных геотектонических гипотез. Однако уже сейчас полученные результаты могут быть основой региональных геодинамических построений с выходом на прогноз характера протекания таких связанных с деструкцией процессов, как сейсмичность и рудообразование.

Автор благодарен профессору С.И.Шерману за обсуждение результатов проведенного исследования, а также ценные советы, сделанные в ходе их подготовки к публикации.

Работы выполнялись при финансовой поддержке СО РАН (№ В-3-00-28) и РФФИ (гранты № 00-15-98574, 01-05-64485).

ЛИТЕРАТУРА

1. Буртман В.С. Стационарная сеть разломов и мобилизм // Геотектоника. 1978. № 3. С. 26–37.
2. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
3. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 205 с.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
5. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
6. Красный А.И. Геоблоки // Геотектоника. 1967. № 5. С. 103–120.
7. Леви К.Г. Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. Новосибирск: Наука, 1991. 166 с.
8. Пейве А.В. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры: Избранные труды. М.: Наука, 1990. 352 с.
9. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения / М.А.Фаворская, В.А.Баскина, Н.Л.Шилин и др. М.: Недра, 1983. 192 с.
10. Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 5–14.
11. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.

12. Семинский К.Ж. Общие закономерности динамики структурообразования в крупных сдвиговых зонах // Геология и геофизика. 1990. № 4. С.14–23.
13. Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112–130.
14. Соболев Г.А., Асатрян Х.О. Развитие иерархии разрывов при деформировании высокопластичного материала // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 2. С. 345–348.
15. Тектоника Азии (материалы совещания). М.: ГЕОС, 1997. 272 с.
16. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
17. Трифонов В.Г. Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 185–201.
18. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В. и др. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского пояса // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 85–94.
19. Трифонов В.Г., Макаров В.И., Пономарев В.Г. Закономерности новейшего тектогенеза // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 211–218.
20. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982. 239 с.
21. Шерман С.И., Лобацкая Р.М. Методика изучения и опыт использования количественных параметров разрывов при геологических исследованиях. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1981. 62 с.
22. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
23. Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н. Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1986. С. 74–77.
24. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262с.; Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.; Зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 263 с.
25. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 157–158.
26. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 277–279.
27. Шичжун Е. Региональные дизъюнктивные зоны Восточного Китая // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 73–79.
28. Guoyu D. Seismotectonics research in China // Episodes. 1997. V. 20. P. 78–83.
29. International Tectonic Map of the World. (Scale 1:15000000) / Chief editor: V.E. Khain. M.: Mingeo, 1984.
30. Jiawei X., Guang Z., Weixing T., Kerei C., Qing L. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. V. 134. P. 273–310.
31. Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas. Scale 1:4000000 (with explanatory notes) / Chief compiler: Ma Xingyuan. Beijing: Geol. Publish. House, 1986.
32. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–425.
33. Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics of Tibet // Jour. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 5361–5374.
34. Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // Jour. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 15, 085–15,117.
35. Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Fursova E.V. II. Stress-monitoring: the modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // Jour. Earthquake Prediction Research. 1997. N 6. P. 11–36.
36. Scharer U., Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P.H., Zhong D., Ji S. Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan – Red River shear zone, China // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 97. P. 65–77.
37. Sengor A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan perspective // Earth Sci. Rev. 1990. V. 27. P. 1–201.
38. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of China // Jour. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 2905–2930.
39. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of Tien Shan, Mongolia, and Baikal region // Jour. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 3425–3459.
40. Xi Xiwei, Deng Qidong. Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China // Jour. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 6209–6231.
41. Zhao X., Coe R., Zhou Y., Hu S., Wu H., Kuang G., Dong Z., Wang J. Tertiary paleomagnetism of North and South China and a reappraisal of late Mesozoic paleomagnetic data from Eurasia: implications for the Cenozoic tectonic history of Asia // Tectonophysics. 1994. V. 235. P. 181–203.
42. Zhenhan W., Ganguo W., Jianping W. Constraints of the Mezo-Cenozoic global velocity field of lithosphere on the tectonic evolution of China and its adjacent areas // Episodes. 1997. V. 20. P. 117–121.
43. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // Jour. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11, 703–11, 728.

K.Zh. Seminsky

Tectonophysical regularities of the lithospheric destruction as exemplified by the Himalayan compression zone

Regularities of recent structure formation in Central Asia are discussed on the basis of tectonophysical concepts of division of the volume under deformation into blocks by faults of variable orientations that are characterized by length, depth and width. A map of the zone-block structure of the lithosphere has been compiled for the region under study; it shows blocks contacting with each other in wide zones of destruction that are distinguished by high density of faults and associated earthquakes. From results of the analysis of geometrical sizes and degrees of activity of destructive zones, a strict hierarchy of destruction is revealed; within the limits of the continent the Himalayan zone of interaction of the Indostan and Eurasian plates has been mapped as the 1st rank target for further detailed research. It is established that the zone-block structure of the Himalayan zone resulted from the evolution of the fault zones that merged at a certain stage of the rank development to create a uniform network and, therefore, were transformed into destructive zones. The latter develop or are re-activated under substantial impact of movements of separated blocks. Thus, the main regularities of structure formation of the Himalayan compression zone, which have been established by the analysis of the zone-block structure, are in agreement with the results obtained earlier basing on the concepts of viscous flow of the substratum under loading in this region and provide additional specific details. From the quantitative processing of seismological and, in part, geological and structural data, generalized percentage ratios have been defined for contribution of elementary dynamic settings into the formation of the internal structure in the zones of compression, extension, shear, compression with shear, and extension with shear. According to these ratios, the Himalayan zone of destruction is formed under compression with shear. This, in distinction from the clearly manifested transpression, is predetermined by the indentor character of the inheritedly developing contact of the two lithospheric plates. Destructive zones of the 2nd and 3rd ranks, included in the paragenesis of compression proper, are localized at the northern and southern boundaries of the Himalayan zone; by orientation, peculiarities of the internal structure and the pattern of dynamic settings of their formation, these zones suggest that the Himalayan zone is mature, with its active axis of stress tensor being inclined. The paragenesis of the strike-slip fault involves its central and, largely, eastern parts, showing the well-known process of the material transfer from the area of the highest compression to the frontal boundary of the Indostan block. In general, the character of the lithospheric destruction is controlled not only by (1) the intensity and direction of the external impact, (2) structure, composition and dimensions of the volume under deformation, but also by (3) the laws of active interaction of blocks and destructive zones with each other. Major laws are the existence of spatial-temporal irregularity of the process, which is directly reflected in the temporal and spatial variations of the degree of activity and dynamic settings even in the homogeneously loaded volumes, and also the rank hierarchy of the zone-block lithospheric structure.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ АККРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОГО СЕКМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.А. Сорокин

Отделение региональной геологии и гидрогеологии ДВО РАН, г. Благовещенск

В современной структуре восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса выделяются фрагменты палеозойских субдукционных комплексов, одни из которых были аккретированы к южной окраине Северо-Азиатского кратона, другие – к континентальным блокам позднепалеозойского Амурского супертеррейна. Аккреционные комплексы противостоящих друг другу континентальных окраин разделены нижне-мезозойскими турбидитовыми образованиями, отражающими последний этап существования Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна. В истории закрытия Монголо-Охотского океана показана возможность неоднократного функционирования зон субдукции в палеозое вдоль сходящихся окраин Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна, что обусловило образование вдоль этих окраин к началу мезозоя сложных аккреционно-складчатых сооружений.

Ключевые слова: Монголо-Охотский складчатый пояс, террейны, аккреционные комплексы, океаническая кора.

ВВЕДЕНИЕ

Восточный сегмент Монголо-Охотского складчатого пояса представляет собой сложную систему фрагментов палеозойских и раннемезозойских структур, вытянутых в субширотном направлении между южной окраиной Северо-Азиатского кратона на севере и эпипалеозойским Амурским супертеррейном на юге. В современном плане восточный сегмент пояса имеет клиновидное очертание, сужаясь на западе (пережимаясь континентальными структурами) и широко раскрываясь на восток (рис.).

Строение и история формирования Монголо-Охотского складчатого пояса неоднократно рассматривались в геологической литературе с позиций разных геотектонических концепций и до сих пор вызывают оживленные дискуссии среди исследователей. До начала 80-х годов доминировали различные варианты представлений об унаследованном развитии пояса и о синскладчатой или автономной тектоно-магматической активизации обрамляющих его континентальных массивов или кратонов [7, 9 и др.]. С середины 70-х годов появились работы, интерпретирующие строение и историю формирования Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления с позиций тектоники литосферных плит. В рамках этой концепции условия формирования палеозойских и мезозойских складчатых структур Монголо-Охотского пояса первоначально были сопоставлены с обстановкой глубоко вдающегося в континент залива с океанической корой (калифорнийского типа)

[3 и др.]. Позднее эти структуры стали рассматриваться в качестве реликтов более обширного океанического пространства, представленного ныне сложным ансамблем террейнов, зажатых между южной окраиной Северо-Азиатского кратона и Амурским супертеррейном [1, 4, 10–13, 17, 18 и др.].

В настоящее время вопросы о ширине Монголо-Охотского океана, а также времени и кинематике его закрытия остаются дискуссионными. Согласно наиболее распространенным моделям, обширный Монголо-Охотский океан существовал с рифея до ранней [18] или поздней юры [4] и последовательно закрывался подобно сходящимся «челюстям» (лезвиям ножниц) [4] или в результате скольжения Амурского супертеррейна вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона. Последняя модель закрытия Монголо-Охотского океана и формирования одноименного орогенного пояса на основе опубликованных в настоящее время материалов обстоятельно рассмотрена Л.М. Парфеновым с соавторами [13]. В рамках указанных моделей террейны восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса обычно интерпретируются как фрагменты преддугового бассейна и аккреционного клина раннемезозойской активной окраины Северо-Азиатского кратона. Допускается, что формирование аккреционного клина началось в палеозое, хотя ведущая роль в структурообразовании отводится раннемезозойской субдукции коры Монголо-Охотского океана под южную окраину Северо-Азиатского кратона [10–13].

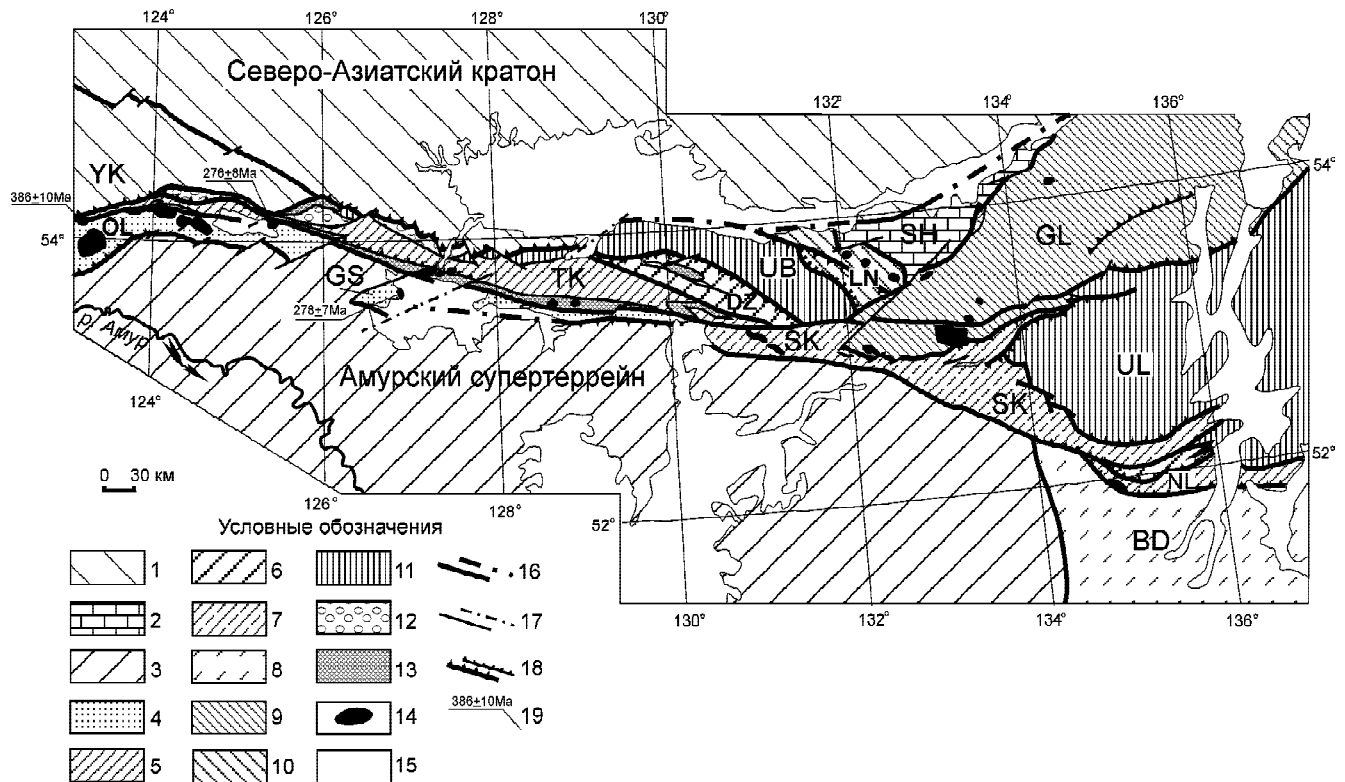


Рис. Схема тектонического районирования восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса и обрамляющих структур.

1–4 – структуры обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса: 1 – южная окраина Северо-Азиатского кратона; 2 – террейн пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона, сложенный нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными отложениями; 3 – северная окраина Амурского супертеррейна; 4 – террейн континентальной окраины Амурского супертеррейна, сложенный среднепалеозойскими терригенно-карбонатными отложениями; 5–7 – террейны, интерпретируемые как аккреционные комплексы северной окраины Амурского супертеррейна, сложены: 5 – среднепалеозойскими (?) образованиями; 6 – верхнепалеозойскими образованиями; 7 – зонально-метаморфизованными средне (?)-верхнепалеозойскими образованиями; 8 – террейн, интерпретируемый как аккреционный комплекс, сложенный ранне-мезозойскими турбидитами с включениями палеозойских известняков, пермских и триасовых кремней; 9–10 – террейны, интерпретируемые как аккреционные комплексы южной окраины Северо-Азиатского кратона, сложены: 9 – ниже-среднепалеозойскими образованиями; 10 – среднепалеозойскими образованиями; 11 – нижне-мезозойскими турбидитами; 12 – грубообломочные отложения молассовых впадин (верхняя юра); 13 – метагаббро офиолитовых и пост-офиолитовых комплексов; 14 – средне- и позднепалеозойские гранитоиды; 15 – кайнозойские отложения; 16 – границы террейнов (главные разломы) достоверные и предполагаемые; 17 – второстепенные разломы достоверные и предполагаемые; 18 – зоны надвигов и взбросов; 19 – значения абсолютного возраста некоторых гранитоидных массивов (U-Pb метод).

Названия террейнов (аббревиатура): BD- Баджалский, ТК – Тукурингрский, DZ- Джагдинский, GL- Галамский, GS- Гагско-Сагаянский, LN- Ланский, NL- Ниланский, OL- Ольдойский, SH- Шевлинский, SK- Селемджино-Кербинский, UB- Унья-Бомский, UL- Ульбанский, YK- Янканский.

В настоящей работе обосновывается возможность формирования аккреционно-складчатых сооружений вдоль окраин как Северо-Азиатского кратона, так и Амурского супертеррейна уже к началу мезозоя в результате неоднократного функционирования в палеозое нескольких зон субдукций вдоль сходящихся окраин.

ТЕРРЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ

При террейновом анализе в пределах восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса традиционно выделяются Тукурингра-Джагдин-

ский, Галамский, Ланский террейны, сложенные палеозойскими турбидитами с весомой долей участия океанических (вулканогенных и кремнистых) и терригенно-карбонатных отложений, а также Унья-Бомский, Ульбанский террейны, сложенные ниже-мезозойскими флишеидными образованиями с резко подчиненной ролью океанических пород. Согласно современным геодинамическим реконструкциям, террейны, сложенные палеозойскими образованиями, интерпретируются как фрагменты аккреционного клина этой окраины среднепалеозойского (Галамский террейн) и среднеюрского (Тукурингра-Джаг-

динский террейн) возраста. Турбидитовые террейны (Унья-Бомский, Ульбанский, Ланский) обычно рассматриваются как комплексы преддугового бассейна раннемезозойской активной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона [10–13, 17 и др].

Анализ состава, строения и взаимоотношений геологических комплексов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса свидетельствует, что приведенный выше вариант выделения террейнов и их геодинамической интерпретации не является единственным. В данной работе в пределах рассматриваемой структуры выделяются Янканский, Тукурингрский, Джагдинский, Селемджино-Кербинский, Ниланский, Галамский, Ланский, Унья-Бомский, Ульбанский террейны (рис. 1). Данный вариант террейнового районирования на первый взгляд близок упомянутому выше тектоническим схемам, тем не менее, он имеет свои принципиальные отличия в границах и интерпретации ряда террейнов.

Осевую часть восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса слагают вытянутые с северо-запада на юго-восток Унья-Бомский и Ульбанский террейны, сложенные верхнетриасовыми-среднеюрскими формациями, представленными мощными толщами турбидитов с починенной ролью кремнистых пород и метабазитов, тяготеющих к низам разреза. Внутренняя структура рассматриваемых тектонических подразделений характеризуется интенсивной дислоцированностью толщ, выражающейся в широком распространении опрокинутых и лежащих изоклинальных складок, послонных срывах [5, 10, 12], тем не менее, не вызывает сомнений родство отложений как членов одного разреза. Эпиканская кора Унья-Бомского и Ульбанского террейна отражает, по-видимому, последний этап существования Монголо-Охотского палеоокеана. К северо-востоку и юго-западу (в современной структуре) от указанных тектонических единиц располагаются террейны, представляющие собой комплекс пластин, сложенных палеозойскими турбидитами, океаническими (вулканогенными и кремнистыми), терригенно-карбонатными отложениями; нередко в их составе реставрируются офиолиты (например – Янканский, Тукурингрский, Джагдинский, Галамский террейны). Внутреннее строение этих террейнов позволяет интерпретировать их как *аккреционные комплексы*. Галамский и Ланский террейны представляют систему аккреционных призм окраины Северо-Азиатского кратона, в противоположность им Янканский, Тукурингрский, Джагдинский, Селемджино-Кербинский, Ниланский террейны при закрытии Монголо-Охотского палеоокеана были аккрецированы к отдельным блокам эпипалеозойского Амурского супертеррейна.

МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С СУБДУКЦИЕЙ

Выделение в структуре восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса фрагментов палеозойских аккреционных систем, принадлежащих противостоящим друг другу континентальным окраинам, опирается на предположение о функционировании нескольких разнонаправленных и разновозрастных зон (систем зон) субдукции вдоль сходящихся континентальных окраин.

Возможность существования деструктивных геодинамических обстановок вдоль окраины Северо-Азиатского кратона в палеозое неоднократно рассматривалась в литературе [1, 3, 4, 10–13, 17]. Так, Галамский террейн в некоторых публикациях интерпретируется как среднепалеозойский аккреционный клин, сопряженный с магматической дугой, представленной девонскими вулканами и гранитоидами Охотского, Авековского, Омолонского массивов, занявший свое место в современном структурном плане Монголо-Охотского складчатого пояса в результате сдвиговых перемещений [13]. В пределах юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (Аянский террейн) отмечается позднепалеозойский лантарский комплекс, представленный габбро-диорит-плагиогранитной ассоциацией [8], который, вероятно, также связан с формированием аккреционного клина вдоль этой окраины. Свидетельством деструктивных обстановок непосредственно в пределах Галамского террейна являются интрузивные образования, представленные мелкими трещинными телами габбро, диоритов, плагиогранитов, прорывающими силурийские вулканогенно-кремнистые и флишеидные отложения, абсолютный возраст которых составляет 388–317 млн лет (К-Аг метод), а также штоками биотит-роговообманковых гранодиоритов, субщелочных лейкогранитов, биотитовых гранитов верхнеитматинского комплекса с абсолютным возрастом 276–190 млн лет (К-Аг метод) [8]. Необходимо подчеркнуть, что позднепалеозойский орогенный магматизм проявлен и в пределах Ланского террейна [8], где представлен как гранитоидами, так и вулканами. Хорошо увязывается с орогенным магматизмом развитие в пределах террейнов нижнепермских (Галамский террейн), верхнепермских и нижнетриасовых (Ланский террейн) грубообломочных отложений, охарактеризованных флорой.

Магматическая активность в пределах составных частей Амурского супертеррейна, возможно связанная с субдукционными процессами, фиксируется в Ольдойском и Гагско-Сагаанском террейнах и выражается в появлении вулканического материала (прослой туфов риолитов, пласты основных и кислых вулканитов) в средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях [5, 8, 12]. Кроме того,

для одного из массивов гранитоидов, расположенного на северной окраине Ольдойского террейна и традиционно относимого к урушинскому комплексу, нами получена U-Pb изохрона – 386 ± 10 млн лет*. По возрасту указанные граниты, с учетом погрешности, могут соответствовать вулканической активности, запечатленной в отложениях ольдойской свиты. Недостаточная изученность вещественного состава среднепалеозойских гранитоидов и вулканитов (в составе ольдойской и типаринской свит) не позволяют однозначно относить указанный этап магматизма к субдукционному. В связи с этим, автор не исключает, что они могли проявиться и на континентальной окраине, имевшей трансформный характер.

Следующий этап магматизма проявился в пределах северной окраины Амурского супертеррейна в позднем палеозое, результатом которого было формирование средних и мелких массивов позднепалеозойских гранитоидов, протянувшихся вдоль границы с Монголо-Охотским складчатым поясом более чем на 600 км (рис. 1). В пределах верхнего Приамурья указанные гранитоиды выделяются в составе урушинского комплекса, для которых нами получены две U-Pb изохроны с возрастом 276 ± 8 и 278 ± 7 млн лет**. Низкая величина $I(o)Sr = 0.7060 \pm 0.0016$ свидетельствует о том, что в плавившемся субстрате преобладающую роль играли основные метавулканиты и метаграувакки, а не вещество зрелой континентальной коры [2], что наряду с другими геохимическими признаками ($Rb=60-160$ ppm, $Ba=460-1800$ ppm, $Ce=31-51$ ppm, $Th=6.2-7.4$ ppm, $Ta=0.2-0.3$ ppm, $Y=12-30$ ppm, $Nb=0.5-1.2$ ppm, $Yb=0.7-1.8$ ppm), свидетельствует о надсубдукционном происхождении гранитоидов [2, 14]. Таким образом, гранитоиды урушинского комплекса можно рассматривать в качестве магматической дуги позднепалеозойской окраины Амурского супертеррейна. Помимо урушинских гранитоидов надсубдукционное происхождение, вероятно, имеют и позднепалеозойские гранитоиды в составе ряда аккреционных комплексов (Янканского, Тукурингского, Джагдинского, Селемджино-Кербинского, Ниланского террейнов). Как правило, они слагают мелкие, претерпевшие катаклизмы массивы.

Признаки надсубдукционного происхождения имеют и метавулканиты среднепалеозойского (?) возраста, слагающие значительный объем некоторых аккреционных комплексов. В частности, большинство метабазитов ($(La/Yb)_n=0.8-2.2$, $Zr/Nb = 20.1-71.4$, $Nb/Hf = 0.4-1.4$, $La/Nb = 1.6-2.9$), включаемых в

состав офиолитового комплекса Янканского террейна, характеризуется низкими и умеренными содержаниями HFSE (в первую очередь – Nb), по сравнению LILE, что роднит их с базальтами задуговых бассейнов (BABB), на основании чего сделан вывод об их формировании в задуговом спрединговом бассейне [14, 15]. Кроме того, в составе Янканского террейна установлены разновидности, которые можно интерпретировать как базальты океанических островов (OIB) и "нормальные" океанические спрединговые базальты (N-MORB). Здесь следует отметить, что наблюдаемая пространственная сближенность в единой структуре разнофациальных отложений (песчаники, метавулканиты, метакремни) и различных типов метавулканитов (N-MORB, OIB, BABB) позволяет рассматривать Янканский террейн как фрагмент аккреционного клина. В то же время, в распространении метабазитов, сформировавшихся, как предполагается, в различных геодинамических обстановках, намечается вполне определенная закономерность: тектонические пластины с метабазитами N-MORB- типа слагают северную часть Янканского террейна и в южном направлении сменяются разновидностями типа OIB и BABB. Такое расположение метавулканитов в тектонических пластинах свидетельствует о южном падении зоны субдукции (в современных координатах).

Для ряда других террейнов, интерпретируемых как фрагменты аккреционных комплексов (например – Джагдинский, Селемджино-Кербинский) субдукционную составляющую в геохимическом составе метавулканитов выявить не удастся. В то же время, практически во всех выделенных террейнах, слагающих восточную часть Монголо-Охотского складчатого пояса, выделяются позднепалеозойские габбро-диоритовые, часто – до кварцевых диоритов и более кислых разновидностей ассоциации, которые обладают отчетливыми геохимическими признаками надсубдукционного происхождения (кварцевые диориты: $Rb=30-75$ ppm, $Ba=280-790$ ppm, $Ce=30-51$ ppm, $Th=5.2-6.4$ ppm, $Ta=0.3-0.5$ ppm, $Y=8-25$ ppm, $Nb=8-16$ ppm, $Yb=0.8-2.2$ ppm). Эти образования, как правило, включались в состав заключительных фаз пиканского и златоустовского комплексов.

Таким образом, имеющийся материал позволяет считать, что при закрытии океанического пространства субдукционные процессы в среднем и позднем палеозое проявлялись не только вдоль окраины Северо-Азиатского кратона, но и вдоль южных массивов (Аргунского, Мамынского). Следствием этого процесса явилось формирование аккреционных систем вдоль деструктивных границ плит, которые, наращивая друг друга, в течение палеозоя причленялись к сходящимся окраинам и к началу мезо-

*Анализ выполнен в Институте геологии Кольского НЦ РАН, аналитик Н.М.Кудряшов.

**То же.

зоя образовали сложные аккреционно-складчатые сооружения.

Предлагаемая модель формирования восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, помимо обоснования наличия нескольких разнонаправленных и разновозрастных зон субдукции, действовавших вдоль сходящихся континентальных окраин, должна учитывать палеобиогеографические и палеомагнитные данные. В полном объеме провести анализ распространения палеобиогеографических провинций палеозоя не представляется возможным, ввиду неравномерной охарактеризованности толщ фауной или флорой. В то же время, следует отметить, что предлагаемая геодинамическая интерпретация террейнов и сама модель не противоречат палеобиогеографической зональности, выявленной на базе наиболее представительных и хорошо изученных групп фауны и флоры [13].

До недавнего времени известные палеомагнитные данные позволяли оценить корректность предлагаемых реконструкций Монголо-Охотского складчатого пояса лишь в самых общих чертах. Тем не менее, они свидетельствовали о значительных расхождениях в траекториях кажущихся движений полюсов Северо-Китайского и Северо-Азиатского континентов вплоть до раннемелового времени на фоне сближения последних [4, 20]. Заметим, что зоной, где можно предполагать исчезнувший океанический бассейн, является Монголо-Охотская сутура [11]. В настоящее время получены новые данные, позволяющие наметить траекторию движения не только Северо-Азиатского кратона, но и отдельных блоков Амурского супертеррейна в палеозойское время. В частности, палеомагнитные характеристики нижнедевонских (большеневская свита), средне-среднедевонских (имачинская свита), средне-верхнедевонских (ольдойская свита), верхнедевонских (тепловская свита) отложений Ольдойского террейна свидетельствуют о том, что указанный терреин, являющийся составной частью Амурского супертеррейна, в раннем девоне находился в приэкваториальных широтах. Кроме этого, установлено последовательное его смещение на север с раннего-среднего до позднего девона [6], которое сохранилось вплоть до юры*, что подтверждает возможность существования субдукционных обстановок в среднем и позднем палеозое вдоль его северной окраины. По известным палео-

магнитным данным Северо-Азиатский кратон в девонское время был развернут относительно современного положения на 180° , при этом его нынешняя южная окраина располагалась на широте $50-60^\circ$ [4]. Его движение в постдевонское время происходило по дугообразной траектории и сопровождалось разворотом по часовой стрелке [16, 19]. Данное обстоятельство позволяет предполагать, что формирование аккреционных комплексов вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона происходило, преимущественно, в условиях косо́й субдукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал позволяет предполагать, что при закрытии океанического пространства, разделявшего окраину Северо-Азиатского кратона и группу южных массивов, спаявшихся в конце палеозоя в Амурский супертерреин, субдукционные процессы проявились уже в среднем палеозое, а к началу мезозоя привели к формированию сложных аккреционно-складчатых сооружений вдоль континентальных окраин. В результате мезозойских событий к началу позднего мела** на месте Монголо-Охотского океана сформировался складчатый пояс с нынешним (или подобный нынешнему) структурным планом, который сохранил до настоящего времени свидетельства глобальных тектонических движений, запечатленных во взаимоотношениях геологических структур. Именно с интенсивностью и широкомасштабностью горизонтальных перемещений связана редукционность аккреционных комплексов, а также "выклинивание" (пережатие континентальными структурами) западного сегмента рассматриваемого складчатого пояса в районе верхнего Приамурья.

Автор благодарит А.И.Ханчука и Л.И.Попеко за ценные замечания, которые были учтены в окончательной редакции статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
2. Дриль С.И., Сорокин А.А. Геохимия, Rb-Sr изотопная систематика и геодинамическое положение гранитоидов урушинского комплекса восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления / Материалы II Всерос. металл. совещ. Иркутск, авг. 25–28, 1998. Иркутск, 1998. С. 242–243.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.

*По неопубликованным данным В.А.Кравчинского.

**С этим выводом автора нельзя согласиться, т.к. вдоль Монголо-Охотской сутуры прослеживается цепочка впадин, выполненных позднеюрско-раннемеловыми слабодислоцированными терригенными угленосными образованиями. Следовательно орогенические события завершились в средней юре. (Примечание редактора).

5. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
6. Кравчинский В.А., Сорокин А.А. Палеомагнетизм палеозойских отложений Ольдойского прогиба // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 6. С. 789–793.
7. Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Л., 1960. 31 с. (Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. Вып. 37).
8. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
9. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ГИН АН СССР, 1969. 400 с.
10. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
11. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сuture на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
12. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
13. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса и проблемы // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
14. Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, 1992. 23 с.
15. Сорокин А.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород и палеогеодинамическое положение янканского офиолитового комплекса Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамика и эволюция Земли: Материалы науч. конф. Новосибирск: СО РАН, 1996. С.67–69.
16. Kravchinsky, V.A., K.M. Konstantinov, V. Courtillot, J.P. Valet, J.I. Savrasov, S.D. Cherniy, S.G. Mishenin, and B.S. Parasotka. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophysical Journal International. 2001 (в печати).
17. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: US Geological Survey, Open File Report 94. 1994. 433 p., 2 sheets scale 1:500000; 2 sheets scale 1:1000000.
18. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Turkestan-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Earth & Planet. Sci. Lett. 1996. 24. P. 263–337.
19. Smethurst, M.A., A.N. Khramov, and T.H. Torsvik. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // Earth Science Reviews. 1998. V. 43. P. 1–21.
20. Zhao Xixi, Coe Robert S., Zhou Yaoxiu et al. New paleomagnetic results from Northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. V. 181, N 1–4. P. 43–81.

Поступила в редакцию 27 ноября 2000 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.A. Sorokin

The Paleozoic accretionary complexes of the eastern segment of the Mongolian-Okhotsk fold belt

In the modern structure of the eastern part of the Mongolian-Okhotsk fold belt fragments of Paleozoic subduction complexes are distinguished. Some of them accreted to the southern margin of the North Asia craton; while the others, to the continental blocks of the Late Paleozoic Amur superterrane. The accretionary complexes of the opposite continental margins are separated by the Lower Mesozoic turbidite formations reflecting the last stage of existence of the Mongolian-Okhotsk paleoceanic basin.

In the history of closure of the Mongolian-Okhotsk Ocean a possibility of repeated functioning of subduction zones along the converging margins of the North Asia craton and the Amur superterrane is shown. By the beginning of the Mesozoic such subduction processes resulted in the formation of complex accretionary and fold structures along those margins.

ВУЛКАНИЗМ

УДК 551.24 (03+519)

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ – КАЙНОЗОЙСКИЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ КОРЕИ

Ю.А. Мартынов*, Ли Д. У.**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Национальный Университет Конджу, г. Конджу, Чунгнам, Корея

На основании обобщения опубликованной геологической и геохимической информации по позднемеловому – кайнозойскому магматизму Корейского полуострова показана закономерная смена геохимических признаков базальтовых магм в кайнозое от типично субдукционных (поздний мел), до типично внутриплитных (четвертичный период). На основании этого предполагается существование двух основных магматических источников – субдукционного и внутриплитного. Внутриплитный источник, согласно геохимическим и изотопным данным, был локализован в пределах гетерогенной субконтинентальной литосферы и оказывал определяющее влияние на состав разновозрастных базальтов. Вклад субдукционного компонента в магмогенез резко сократился на рубеже кайнозоя, что, наряду с изменением характера вулканизма с преимущественно кислого на преимущественно основной и смещением последнего в восточную и северо-восточную части полуострова, дает основание предполагать смену тектонического режима развития территории в начале палеогена, прекращение субдукции и начало рифтогенеза. С учетом ранее опубликованной информации по Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогену, эти данные свидетельствуют о необходимости корректировки существующих представлений о тектонической эволюции Евразийской континентальной окраины в кайнозое, в возрасте и механизме раскрытия Япономорской котловины.

Ключевые слова: поздний мел – кайнозой, базальтовый вулканизм, геохимия, геодинамика, Корея.

ВВЕДЕНИЕ

Выполненные в последние десятилетия детальные геологические и петрологические исследования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [3, 4, 5 и др.] свидетельствуют о необходимости уточнения существующих представлений о геодинамическом развитии восточной окраины Евразии в кайнозое, времени прекращения субдукции, раскрытия Япономорского бассейна, причинах и магматических источниках базальтового вулканизма. Для понимания этих проблем большое значение имеют данные по геологическому строению и геохимии вулканических толщ Корейского полуострова, тектоническая позиция которого в позднем мезозое и кайнозое во многих отношениях была сходна с таковой для Восточного Сихотэ-Алия. Начиная с 80-х годов как на севере [1, 6–9 и др.], так и на юге Кореи [15–19, 24–35 и др.] проводились серьезные геологические исследования, но их результаты, опубликованные в основном в местных печатных изданиях, мало известны зарубежному читателю.

Целью данной статьи является обобщение опубликованной геологической информации и критический анализ геохимических данных по позднемеловому – кайнозойскому магматизму Корейского полуострова для решения некоторых спорных вопросов петрогенезиса и геодинамического режима развития. Основное внимание уделено базальтоидному вулканизму, как наиболее информативному при решении проблем магматических источников и геодинамики.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ КОРЕЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Начиная со средней юры (180–155 млн лет), после коллизии континентальных блоков Сино-Корейского, Собоексон-Хинда и Хонсю, Корейский полуостров представлял собой стабильную кратонную территорию, не испытывавшую каких-либо существенных ротационных или пространственных перемещений [4, 19, 20 и др.]. Большая часть полуострова относится к Сино-Корейской параплатформе, и лишь се-

веро-восточная и северо-западная части входят в состав соответственно Сихотэ-Алинской и Катазиатской складчатых областей [10].

Вулканическая активность в пределах полуострова прослеживается с поздней юры (около 135 млн лет), когда с началом субдукции океанической плиты Кула произошло заложение позднеюрского – раннемелового вулканического пояса Северной Кореи [9]. В раннемеловое время косая субдукция привела к дроблению вулканической структуры, перемещению отдельных ее сегментов и формированию серии синдвиговых бассейнов, включая бассейн Кенсан [19].

В позднемеловое время, с началом субдукции Тихоокеанской плиты, в южной части Корейского полуострова (рис. 1) формируется Южнокорейско-Японский вулканический пояс – одно из звеньев цепи окраинно-континентальных вулканических поясов, протягивающихся вдоль восточной окраины Азиатского континента. Ареалы позднемеловых эффузивов картируются в юго-восточной части полуострова. Их К-Аг возраст колеблется от 79 до 57 млн лет, причем молодые вулканы тяготеют к южной части бассейна [10]. Нижние горизонты разреза представлены лавами и агломератовыми туфами базаль-

тового состава, которые подстилаются и перекрываются туфогенными аргиллитами [10]. Выше залегают базальты и андезибазальты, перекрытые вулканическими конгломератами и агломератовыми туфами основного состава. Завершающие разрез вулканы представлены породами андезитового, а затем дацитового и риолитового составов. Суммарная мощность позднемеловых вулканических образований оценивается в 2000 метров [24], при мощности кислых вулканических пород 1000–1500 м.

Гомодромная последовательность формирования пород и преобладание кислых эффузивов над основными являются типичной особенностью позднемелового вулканизма. Хотя в некоторых случаях, например, в пределах рифтовой долины Чугарионг (центральная часть Корейского полуострова), в разрезе преобладают зеленые туфы, туфобрекчии, андезиты, толеиты и щелочные базальты [17].

Вулканические образования эоценового возраста распространены ограниченно, преимущественно в пределах Кильчу-Менчхонского грабена на северо-востоке полуострова [6] и в депрессии Похан на юго-востоке [10]. В Кильчу-Менчхонском грабене разрез позднего палеогена начинается с маломощной (до 150 м) пачки угленосных терригенных пород, содержащих флору позднего эоцена – олигоцена [6]. Выше без признаков несогласия залегают вулканические образования, мощность которых достигает 1000 м. Эффузивные фации представлены потоками массивных лав в нижней части и миндалекаменных, с подчиненным количеством пирокластиков – в верхней. Преобладают базальты, хотя в верхах разреза наряду с ними картируются плагиофировые андезибазальты.

В пределах депрессии Похан среднеэоценовый этап вулканизма (46–44 млн лет) представлен базальтовыми потоками и дайками основного состава северо-восточного простирания [24].

Вплоть до начала миоцена наблюдается перерыв в магматической активности. Раннемиоценовые эффузивы описаны в Кильчу-Менчхонском грабене, Пектусанском, Войсанском, Анджуйском и Чаньенском районах северной Кореи и в бассейнах Похан, Жанги и ряде других – в южной части полуострова [6, 28].

В центральной части Пектусанского района фрагменты миоценового разреза (12–20 млн лет), мощностью 40–50 м, представлены чередующимися потоками лав и агломератовых туфов основного состава [6]. В средней части (30–40 м) преобладают слоистые терригенно-туфогенные осадки с единичными потоками базальтов. Завершают разрез основные лавы (20–30 м), представленные миндалекаменными, мелкопорфировыми, до субафировых разностями, с доминирующими плагиоклазовыми фенокристами.

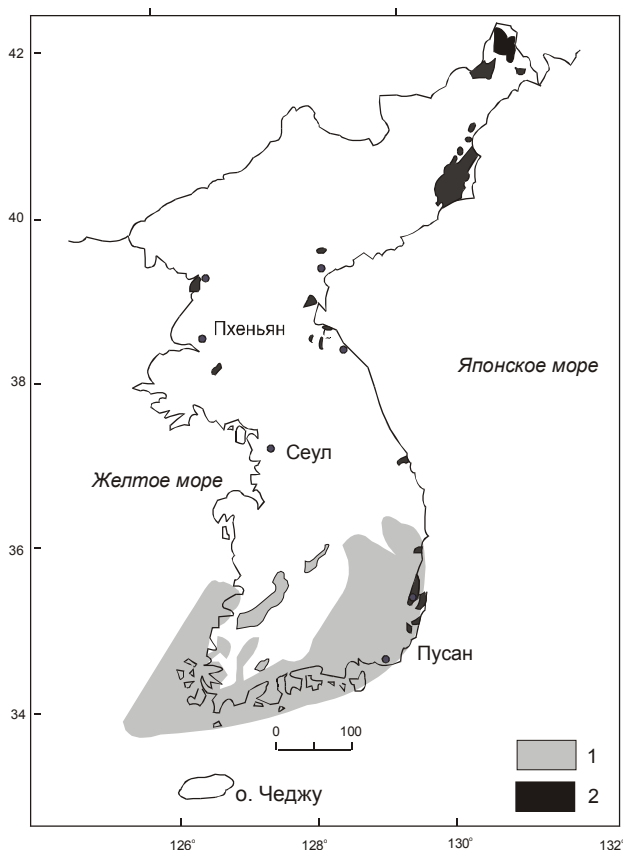


Рис. 1. Схема размещения позднемеловых (1) и палеоген-миоценовых (2) вулканитов Кореи.

По [10], с небольшими дополнениями.

В юго-восточной части полуострова миоценовые вулканиды описаны в депрессии Похан [24, 26]. Они представлены экструзивными андезитами и потоками дацитов с возрастом 23–21 млн лет, переслаивающимися с континентальными кластическими породами [26]. Вышележащие отложения состоят из морских и континентальных осадков с редкими потоками лав кислого и основного составов. К-Аг возраст базальтов составляет 21–18 млн лет. Завершают разрез морские осадочные породы, перекрытые базальтами с абсолютным возрастом 13,6–15,2 млн лет и прорванные фельзитовыми дайками [28]. Характер базальтового разреза несколько варьирует в различных структурах за счет изменения объемных пропорций туфовых и лавовых фаций.

Начало заключительного этапа вулканизма Корейского полуострова относится к плиоцену [1, 6, 10]. Вулканическая активность продолжалась на протяжении всего четвертичного периода, и последние ее вспышки фиксируются в районе горы Пектусан и на острове Чеджу. Сравнительно небольшие по площади поля молодых базальтов распространены практически по всей территории полуострова. Чаще всего для них характерен центральный тип извержения, хотя в пределах рифтовой долины Чугарионг и в Кильчу-Менчхонском грабене документируются признаки трещинных излияний [10]. Особенностью четвертичных базальтов является преобладание лавовых фаций над пирокластами, существенные вариации состава и преимущественно щелочной состав. Мощности разреза и некоторые особенности его строения варьируют. На северо-востоке полуострова плиоцен-четвертичный комплекс представлен бимодальной ассоциацией базальт, андезибазальт–трахит, трахириолит, с вариацией объемных соотношений кислых и основных вулканидов в различных структурах [6]. В пределах Пектусанского района, например, преобладают базальты, слагающие лавовое плато, тогда как в Кильчу-Менчхонском грабене большая часть четвертичного разреза представлена щелочными породами кислого состава, которые перекрываются, а в некоторых местах и подстилаются потоками базальтов.

В южной части полуострова четвертичные эффузивы детально изучены в пределах рифтовой долины Чугарионг и острова Чеджу. В первом случае вулканиды с К-Аг возрастом 0,27 млн лет формируют узкое и протяженное (до 95 км) лавовое плато, образовавшееся в результате заполнения лавовым материалом древней долины реки Хантан [30]. Средняя мощность разреза, представленного только базальтами, составляет 10–40 метров, несколько увеличиваясь к центру вулканической активности. Разрез четвертичных вулканидов (0,9 до 0,035 млн лет) ост-

рова Чеджу характеризуется преобладанием лавовых фаций над пирокластами.

КРАТКАЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Позднемиоценовые вулканогенные образования Корейского полуострова по основным петрохимическим (низкое содержание титана и высокое – глинозема) и геохимическим (высокое содержание крупноионных литофильных элементов и низкое – высокозарядных катионов) признакам принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии [11, 15, 32 и др.). Характерной геохимической особенностью пород является небольшая отрицательная Eu аномалия. Для базальтов нижних частей разреза типичны высокие концентрации Sr и низкие – Mg. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в пределах 0,7054–0,7062 [35]. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в андезитовых породах колеблется в значительных пределах (3,1–7,6 ‰), что связывают с влиянием на изотопный состав кислорода метеорных вод [15].

Базальты эоценового возраста характеризуются низким содержанием TiO_2 (0,7–1,3 мас.%) и повышенными – Al_2O_3 (17–21 мас.%), что определяет их принадлежность к орогенным сериям. По содержанию щелочей их можно рассматривать как переходные разности между щелочной и известково-щелочной сериями, а высокое содержание K_2O (2,5–3,5 мас.%) и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,8–1,1) позволяют классифицировать их как шошониты [6]. Последнее подтверждается высоким отношением легких лантаноидов к тяжелым (LREE/HREE), повышенными содержаниями крупноионных литофилов (LILE) при дефиците высокозарядных катионов ($\text{Ba}/\text{Nb}=270\text{--}280$, $\text{La}/\text{Nb}=6.7\text{--}7.0$). Для многокомпонентных диаграмм, нормализованных к океаническому базальту (MORB), типична отчетливая Nb аномалия [6].

По содержанию окиси титана (1,2–1,7 мас.%) раннемиоценовые базальты Пектусанского района занимают промежуточное положение между орогенными и внутриплитными сериями [6]. Базальты и андезибазальты характеризуются высокой щелочностью при умеренной доле калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,4\text{--}0,8$). К геохимическим особенностям относят высокое содержание LILE и повышенные, по сравнению с палеогеновыми базальтоидами, содержания высокозарядных элементов с высокой валентностью (HFSE) ($\text{Ba}/\text{Nb}=37\text{--}47$; $\text{La}/\text{Nb}=2,1\text{--}2,7$). Абсолютные концентрации REE и отношение LREE/HREE сравнительно высокие ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=2,3\text{--}3,3$) [6]. В депрессии Похан, расположенной в юго-восточной части Корейского полуострова, раннемиоценовые базальты представлены толеитами, среди которых по петрографическим данным выделяются оливиновые, оливин-авгитовые, оливин-титан-авгитовые разности

[26]. По содержанию щелочей они относятся к высокощелочной толеитовой серии. Концентрации TiO_2 и P_2O_5 выше, чем в островодужных толеитах, но с последними их сближает относительная обогащенность LILE и деплетированность в отношении HFSE. Отрицательная европиевая аномалия дает основание предполагать участие во фракционировании плагиоклаза. $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношение варьирует в пределах 0,70385–0,70463, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – 0,512843–0,512845 [26].

Позднеоген-четвертичные базальтоиды, развитые в северо-восточной части Корейского полуострова, представлены высокотитанистыми разновидностями, среди которых выделяются толеитовые и щелочные лавы, отличающиеся содержаниями некогерентных элементов и соотношениями легких и тяжелых лантаноидов. Для толеитовых базальтов характерны относительно высокие содержания HFSE, тогда как в щелочных и умеренно-щелочных разновидностях отмечается небольшой дефицит Nb [6].

Вулканические породы юга полуострова по геохимическим признакам относят к толеитовой и щелочной сериям, причем первые преобладают [33]. Щелочные лавы варьируют по составу от щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов до трахитов и снова до муджиеритов в верхних частях разреза [20, 18]. Толеитовые и щелочные базальты по геохимическим характеристикам близки к внутриплитным лавам [31].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Проблема петрогенезиса позднеогенных – кайнозойских вулканогенных образований Кореи наиболее детально была рассмотрена в работе А. Пукле с соавторами [24]. Основываясь на анализе распределения радиогенных изотопов, авторы сделали вывод о существовании трех основных магматических источников: деплетированного (DMM) и обогащенных EM1 и EM2. Происхождение позднеогенных – миоценовых высокоглиноземистых базальтов рассматривается как результат смешения DMM и EM2 изотопных компонентов; плиоцен-четвертичных внутриплитных лав – DMM и EM1. DMM источник отождествляется с астеносферной мантией, EM1 и EM2 – с различными уровнями гетерогенной субконтинентальной литосферы, преобразованной субдукционными процессами *более древними*, чем позднеогенные.

Подобный подход к решению проблемы генезиса магматических пород достаточно широко используется в геохимических исследованиях, но его нельзя считать в полной мере удовлетворительным, поскольку долгоживущие радиогенные изотопы не регистрируют или слабо регистрируют сравнительно

молодые субдукционные процессы. В модели французских ученых [24], например, нет места позднеогенной субдукции, которая, несомненно, играла важную роль в магмогенезисе и формировании структурного плана Корейского полуострова, по крайней мере, в позднем мелу. В данной статье проблема магматических источников базальтоидных магм Кореи рассмотрена на основании анализа микроэлементного состава.

Вулканогенные образования позднеогенного возраста южной части Корейского полуострова являются типичными субдукционными образованиями. Наряду с геологическими данными, об этом свиде-

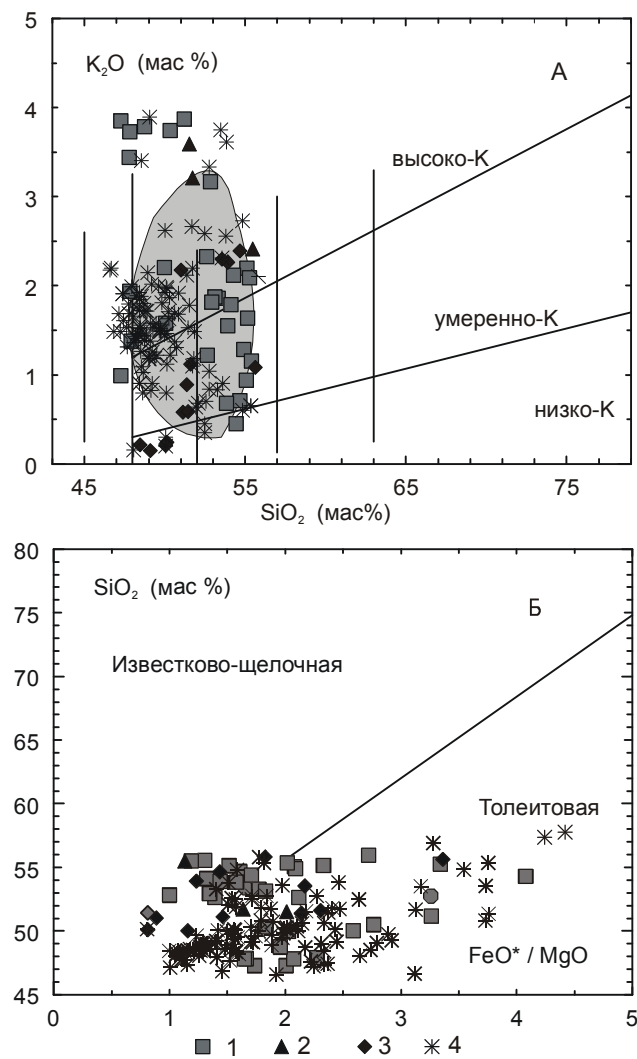


Рис. 2. Классификационные диаграммы K_2O-SiO_2 (А) и SiO_2-FeO^*/MgO (Б) для вулканических пород Корейского полуострова.

1 – позднеогенные; 2 – палеогенные; 3 – раннемиоценовые; 4 – четвертичные. Залитое поле – составы палеоген-раннемиоценовых высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня, по [3].

Источники данных: [6, 11, 15, 16, 18, 21, 24, 26, 28, 30, 31, 33].

Таблица. Содержание петрогенных (мас. %) и микроэлементов (в г/т) в кайнозойских базальтах Кореи и Восточного Сихотэ-Алиня.

№ обр.	К-2	К-1	УВ25	62	155/1В	37/2	К-3	19	307/7	К-4а	К-4б
Возраст. (млн лет)	73,1	100	65	54,81	31,45	-	45,3	21,1	-	19,5	18,5
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,01	50,66	54,68	53,75	50,13	50,38	53,29	49,65	53,46	50,06	49,38
TiO ₂	1,03	0,98	1,03	1,33	1,37	1,12	1,13	0,86	1,37	1,43	1,66
Al ₂ O ₃	16,72	16	17,15	17,83	17,74	17,28	15,72	18,61	18,20	18,94	14,91
Fe ₂ O ₃	1,2	0,93	8,62	-	3,36	1,57	0,97	-	1,1	1,13	1,45
FeO	7,98	6,21	0	7,34*	5,89	8,00	6,44	9,39*	5,60	7,54	9,66
MnO	0,15	0,12	0,16	0,14	0,17	0,17	0,14	0,19	0,13	0,15	0,18
MgO	6,5	7,03	3,84	3,72	5,65	4,67	6,44	5,9	4,59	4	4,75
CaO	4,94	6,57	8,41	8,05	9,2	7,44	5,35	11,29	6,4	9,54	9,13
Na ₂ O	4,11	3,91	3,52	3,86	3,69	3,20	3,89	2,52	4,12	3,47	3,13
K ₂ O	2,21	3,04	1,14	1,83	1,25	3,51	2,32	0,82	2,34	0,87	1,07
P ₂ O ₅	0,18	0,47	0,21	0,48	-	0,44	0,36	0,17	0,52	0,31	0,34
П.п.п.	3,55	3,34	-	-	0,36	0,84	3,79	-	1,1	1,71	3,16
Cr	239	163	53,2	63	75	-	-	59	-	76	77
Ni	51	26	18,2	55	70	-	70	26	102	53	52
Co	42	45	-	28	39	-	-	33	-	62	77
V	174	177	309	145	158	-	-	279	-	256	319
Rb	53	75	38	48,9	35	155	82,9	16	45	18	22
Ba	825	597	337	573	-	850	677	203	-	228	265
Sr	1092	737	515	769	597	612	938	594	630	529	394
Nb	8	7	3,9	15,4	15	3	11,7	2	20	7	7,5
Hf	-	-	3,3	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	145	169	65	235	118	154	218	54	232	137	142
Y	25	23	23,7	26,4	30	-	27	27	36	29	35
Th	5,5	6	4,2	-	-	-	5,7	-	-	1,7	2
U	0,6	0,8	1	-	-	-	-	-	-	0,5	0,6
La	21,9	31,3	15,9	-	17,4	20	31,2	-	54	12,2	13,5
Ce	52,7	65,6	36,7	-	40	52	67,3	17,5	124	30,9	36,4
Nd	28,3	28,8	19,7	-	-	29	38,4	11,4	57	18,4	20,1
Sm	6,3	6	4,4	-	-	5,4	6,7	3	11	4,7	5,5
Eu	1,7	1,7	1,41	-	1	1,2	1,9	-	2,5	1,6	1,8
Gd	6,4	4,4	4,66	-	-	4,7	6,8	-	7,5	4,3	5
Dy	5,6	3,5	4,63	-	-	-	5,1	-	-	4,3	5
Er	2,1	2	2,54	-	-	1,4	2	-	3,6	2,4	2,7
Yb	2	2	2,29	-	2,7	-	2	-	2,6	2,5	2,9
Lu	0,3	0,3	0,33	-	0,41	-	0,3	-	-	0,3	0,4
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,71172	0,70948	0,70510	-	0,70389	-	0,70455	0,70336	-	0,70430	0,70436
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51216	0,51270	-	-	0,51284	-	0,51272	0,51291	-	0,05128	-

тельствуют и многочисленные геохимические признаки. Для базальтовых эффузивов – это повышенная глиноземистость, низкая железистость (таблица, рис. 2), титанистость, низкие концентрации Nb, низкие значениями Ti/V, Ni/Co (рис. 3) отношений. Важно отметить, что, хотя формирование рассматриваемых пород происходило на континентальном основании, по составу они близки к высокоглиноземистым базальтам современных энсиалических островных дуг.

Смена характера вулканизма в эоцене с преимущественно кислого на преимущественно основной и смещение вулканической активности в северо-восточные и восточные районы полуострова (рис. 1), сопровождалась закономерной сменой геохимических характеристик базальтов, на что впервые обратили внимание А. В. Федорчук и Н. И. Филатова [6].

Палеогеновые высокоглиноземистые базальты отличаются от позднемиеловых более низкими содержаниями радиогенного стронция (рис. 4). В раннемиоценовых лавах, наряду с этим, отмечаются повышенные концентрации Nb, Ti и ряда других элементов, в результате чего их фигуративные точки располагаются на дискриминантных диаграммах (рис. 2, 3), как правило, между полями позднемиеловых субдукционных и четвертичных внутриплитных лав. В позднемиоценовых базальтах, кроме того, фиксируется EM1 изотопная специфика, типичная для внутриплитных базальтовых серий Китая, Кореи и Восточного Сихотэ-Алиня.

Четвертичные щелочные и толеитовые вулканы Корейского полуострова являются типичными представителями внутриплитной геохимической се-

Таблица. Окончание.

№ обр.	1120	68	221	48	СВ-10	25-4	К W-17	К-62b
Возраст (млн лет)	6,43	6,84	-	-	0,27	-	-	-
№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	51,8	49,88	46,09	50,09	48,67	49,75	52,18	51,88
TiO ₂	1,77	2,12	1,31	2,34	1,92	3,11	1,77	2,05
Al ₂ O ₃	17,2	17,68	16,8	16,05	15,68	16,4	14,62	13,92
Fe ₂ O ₃	2,14	7,2	1,55	1,77	-	13,08**	-	1,49
FeO	8,02	3,51	7,89	9,05	11,46*	-	12,04*	9,92
MnO	0,15	0,14	0,15	0,16	0,16	0,14	0,15	0,15
MgO	7,8	3,22	7,38	4,96	8,73	4,07	8,52	6,12
CaO	6,52	6,39	11,22	8,69	8,14	7,45	7,03	8,16
Na ₂ O	2,87	4,15	3,21	3,63	2,65	3,85	2,58	3,25
K ₂ O	1,3	2,23	0,15	1,67	1,71	1,49	0,35	1,02
P ₂ O ₅	0,47	0,74	0,16	0,58	0,54	0,65	0,18	0,36
П.п.п.	0,07	2,47	3,66	-	0,01	0,53	0,07	0,3
Cr	123	47	-	-	227	9	219	199
Ni	95	-	176	85	177	20	211	160
Co	45	-	-	-	80	-	-	66
V	140	-	-	-	-	-	-	188
Rb	27	94	5	27	20	26	8	28
Ba	355	953	122	-	282	484	161	243
Sr	558	1409	249	572	558	578	311	324
Nb	-	-	6	11	31	39	28,67	39,3
Hf	2,77	5,1	-	-	3,74	5,48	2,23	0
Zr	102	-	99	119	173	238	37	167
Y	-	-	25	17	27	29	23	25
Th	-	-	-	-	3,01	4,73	1,84	3,1
U	-	-	-	-	-	0,98	0,35	0,9
La	14,2	38,9	5	24	22,7	39,14	11,75	18,7
Ce	28,5	62,9	14	55	46,59	68,45	25	42,5
Nd	17,9	27,5	-	29	22,74	40,01	14,76	25,2
Sm	5,28	5,8	3,5	5,8	5,35	9,28	4,13	6,5
Eu	1,84	2,32	1	2,5	1,74	3,04	1,4	2,2
Gd	5,3	4,3	-	5	5,91	9,36	4,8	6,5
Dy	-	-	-	-	-	7,27	4,27	4,6
Er	-	-	-	1,2	0,75	3,28	2,06	1,8
Yb	2,01	1,7	-	-	2,27	2,76	1,64	1,6
Lu	-	-	-	-	0,25	0,36	0,19	0,2
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70385	0,70380	-	-	-	-	-	0,704583
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51282	0,51273	-	-	-	-	-	-

Примечание. Прочерк – не анализировалось; * – все железо дано в виде FeO; ** – все железо дано в виде Fe₂O₃.

1–3 – позднемиоценовый комплекс южной части Корейского полуострова: 1 – район Чунгарионг [24]; 2 – депрессия Кенсан [24]; 3 – район г. Синбул-Юнгчи [16]; 4–7 – палеогеновый комплекс: 4 – Восточный Сихотэ-Алинь, район г. Находки (неопубликованные данные Мартынова Ю.А.); 5 – Восточный Сихотэ-Алинь, район г. Николаевска-на-Амуре [3]; 6 – северная часть Корейского полуострова, район Кильчу [6]; 7 – южная часть Корейского полуострова, депрессия Кенсан [24]; 8 – 11 – раннемиоценовый комплекс: 8 – Восточный Сихотэ-Алинь, нижнее течение р. Коппи (неопубликованные данные Мартынова Ю.А.); 9 – северная часть Корейского полуострова, район Онсупхен [6]; 10, 11 – южная часть Корейского полуострова, депрессия Похан [24]; 12–19 – четвертичный комплекс: 12 – Восточный Сихотэ-Алинь, среднее течение р. Самарга [3]; 13 – Восточный Сихотэ-Алинь, Совгаванское плато [3]; 14, 15 – северная часть Корейского полуострова, район Кильчу-Менчхон [6]; 16 – южная часть Корейского полуострова, рифтовая долина Чунгарионг [30]; 17 – южная часть Корейского полуострова, о-в Чеджу [18]; 18 – южная часть Корейского полуострова, о-в Чеджу [34]; 19 – южная часть Корейского полуострова, о-в Чеджу [24].

рии [31], с характерными для этих пород значительными вариациями содержания щелочей, повышенной железистостью (рис. 2), высокими концентрациями высокозарядных катионов и высокими отношениями Ni/Co, Ti/V (рис. 3), La/Th и La/Ba. Особенностью пород Корейского полуострова является относительная обогащенность LIL элементами и EM1 изотопная специфика. Подобные признаки типичны для внутриплитных базальтовых серий активных окраин континентов, в частности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена [3], и свидетельствуют о вовлечении в процесс плавления субконтинентальной литосферы, метасоматически преобразованной предшествующими субдукционными процессами.

Закономерная смена геохимических признаков базальтов Корейского полуострова на протяжении

кайнозоя от типично субдукционных до типично внутриплитных позволяет предполагать их формирование в результате активности двух основных магматических источников – субдукционного и внутриплитного. Определяющее влияние на состав разновозрастных базальтовых магм оказывал внутриплитный источник, о чем свидетельствуют сходство графиков и нормализованных концентраций некогерентных элементов на многокомпонентных диаграммах (рис 5), а также близкий изотопный состав всех типов пород за исключением позднемиоценовых (рис. 4). Высокое содержание радиогенного стронция и характер соотношения высоконогерентных (VHI), некогерентных (HI) и умеренно некогерентных (MI) элементов (VHI>>HI=MI для позднемиоценовых лав и VHI>>HI>MI – для кайнозойских) на нормализо-

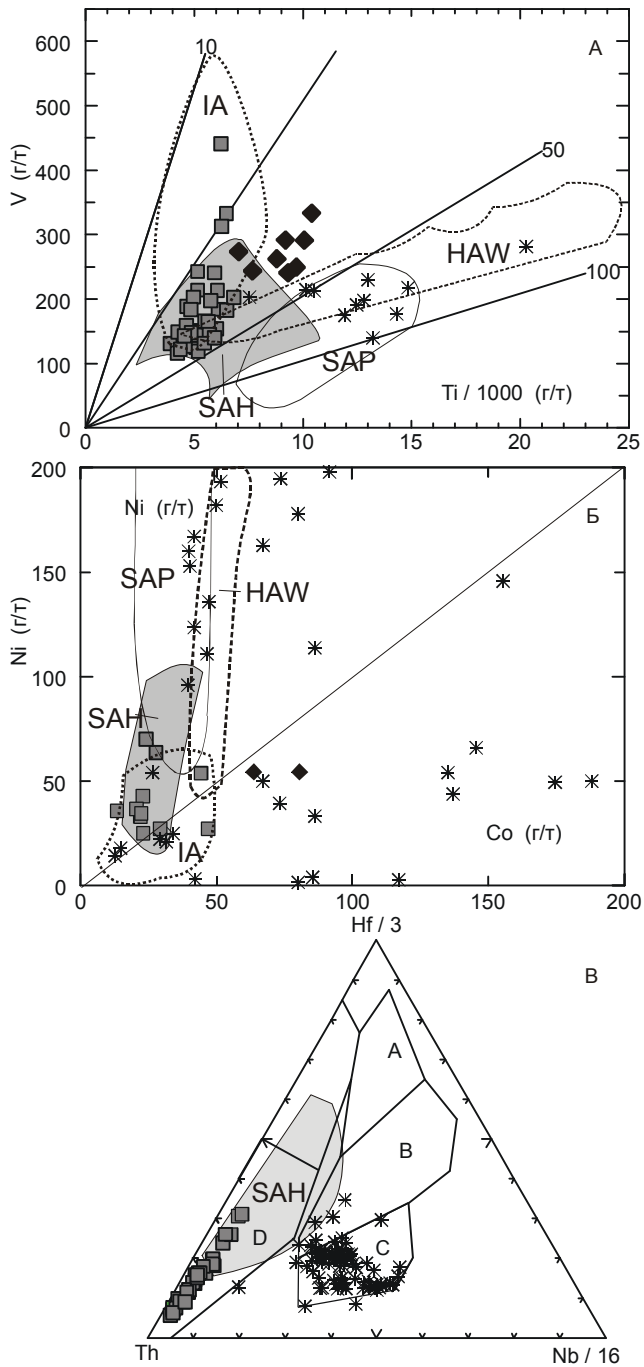


Рис. 3. Классификационные диаграммы Ti-V [25], Ni-Co [2] и Th-Hf-Nb [34] (с дополнениями авторов) для позднемиеловых – кайнозойских базальтов Корейского полуострова

Условные обозначения см. рис. 2.

Полями показаны составы базальтов: на диаграммах А и Б – островных дуг (IA), Гавайских островов (HAW), палеоген-раннемиоценового (SAH) и позднемииоцен-раннеплиоценового комплексов (SAP) Восточного Сихотэ-Алиня; на диаграмме В – срединно-океанических хребтов (А), срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок (В), внутриплитных обстановок (С), островных дуг и активных континентальных окраин (D).

Источники данных: [3, 6, 11, 15, 18, 21, 24, 30, 31, 33]

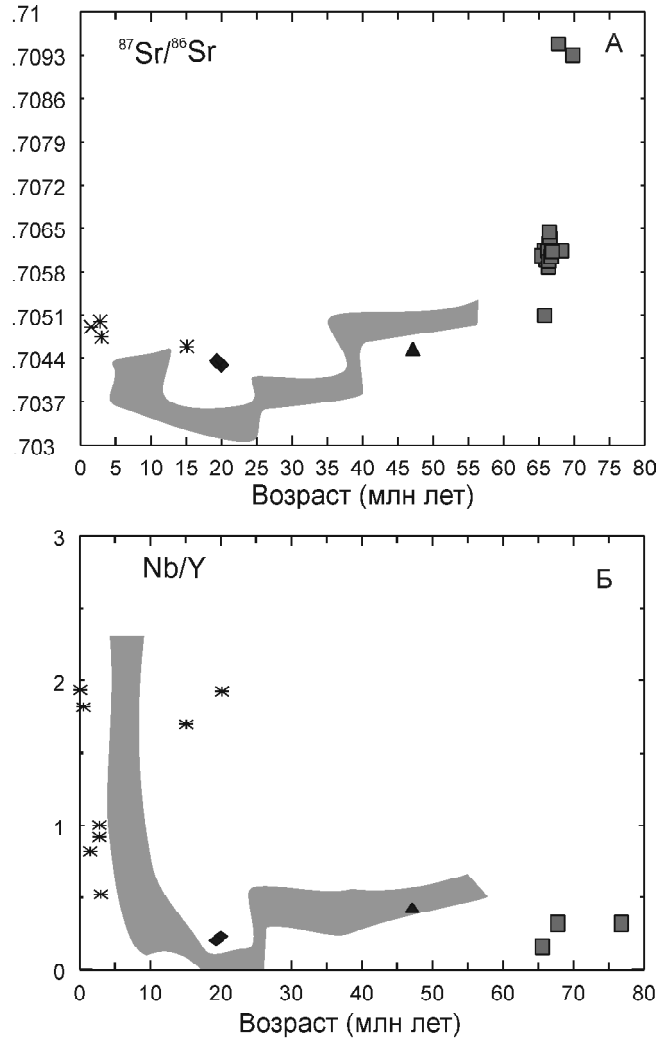


Рис. 4. Вариации изотопных (А) и геохимических (Б) характеристик базальтов Корейского полуострова в зависимости от времени излияния (обсуждение в тексте).

Источники данных [24, 35]. Условные обозначения см. рис. 2. Залитое поле – составы кайнозойских высокоглиноземистых и внутриплитных базальтов Восточного Сихотэ-Алиня, по [3].

ванных диаграммах дают основание полагать, что этот источник был обогащен радиогенными изотопами и некогерентными элементами в большей степени, чем обогащенная мантия срединно-океанических хребтов (FMM) [23]. Наряду с EM1 изотопной спецификой и относительно высокими содержаниями LILE в четвертичных внутриплитных лавах, это свидетельствует о локализации внутриплитного источника в пределах субконтинентальной литосферы.

Относительные низкие нормализованные концентрации Nb и Zr в позднемиеловых субдукционных базальтах (рис. 5) указывают на сравнительно высоко-

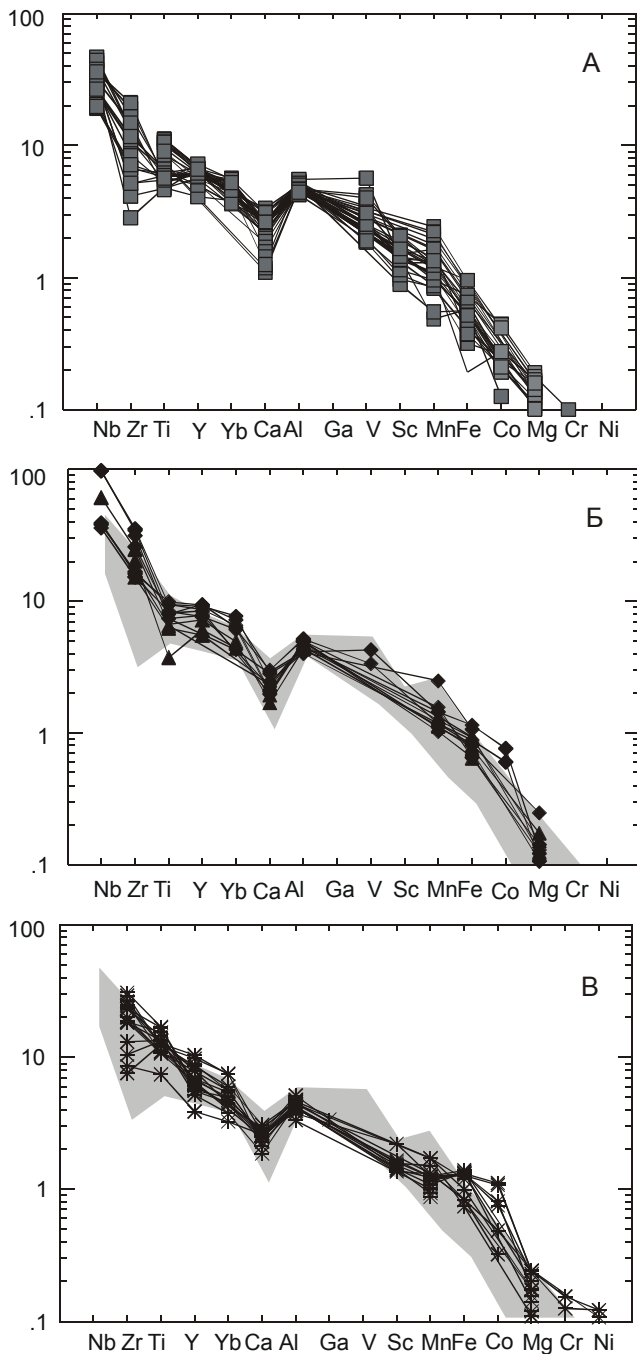


Рис. 5. Содержания некогерентных элементов в поздне-меловых – кайнозойских базальтах Кореи, нормализованные к обогащенной мантии срединно-океанических хребтов (ФММ) [23].

Условные обозначения см. рис. 2. Залитое поле – поздне-меловые субдукционные базальты Кореи.

Источники данных: [3, 6, 11, 15, 18, 21, 24, 30, 31, 33].

кую степень плавления субконтинентальной мантии, что, наряду с особенностями поведения ряда микро-элементов и радиогенных изотопов, дает основание предполагать флюидную природу субдукционного

компонента. На рис. 6 показаны соотношения микро-элементов с близкими валовыми коэффициентами распределения в разновозрастных базальтах Кореи. Поскольку такие элементы не фракционируют друг относительно друга в простых магматических системах, их соотношения должны оставаться постоянными в породах, образовавшихся в результате плавления одного магматического источника. Разновозрастные базальты Кореи близки между собой по соотношениям некогерентных элементов, инертных в присутствии водного флюида (La/Ce , Sm/Zr , Hf/Zr , Yb/Y), что является дополнительным подтверждением существования общего для всех типов пород магматического источника. Поздне-меловые субдукционные вулканиты отличаются от более молодых лав сравнительно низкими значениями TiO_2/Eu , Nb/K_2O отношений. Ниобий и калий, имея близкие валовые коэффициенты распределения в "сухих" системах, ведут себя по-разному в присутствии водного флюида. Калий, наряду с другими крупноионными литофилами, сравнительно легко экстрагируется флюидной фазой, тогда как ниобий в этих условиях остается относительно инертным [22, 23]. Поведение титана в значительной степени определяется окислительным потенциалом, который, в свою очередь, также зависит от содержания воды в системе. Расширение полей кристаллизации водосодержащих фаз (прежде всего амфибола) и титаномагнетита буферует содержания данного элемента, вследствие чего расплав, образованный в результате плавления водонасыщенной, метасоматически переработанной мантии, должен быть не только обогащен калием и крупноионными литофилами, но и деплетирован в отношении титана.

На флюидную природу субдукционного компонента указывают также anomalously высокие содержания радиогенного Sr в поздне-меловых субдукционных вулканитах, которые не коррелируются ни с отношениями инертных некогерентных элементов (рис. 4), ни с соотношениями изотопов неодима (рис. 7). В этой связи, резкое падение $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в базальтах на рубеже кайнозоя дает основание предполагать резкое сокращение вклада субдукционного компонента в магмогенезис базальтовых магм.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ КАЙНОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЕВРАЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Важным результатом тектонической перестройки Евразийской окраины в кайнозой являлось раскрытие Япономорской котловины и формирование современной Японской островодужной системы. В настоящее время большинство исследователей от-

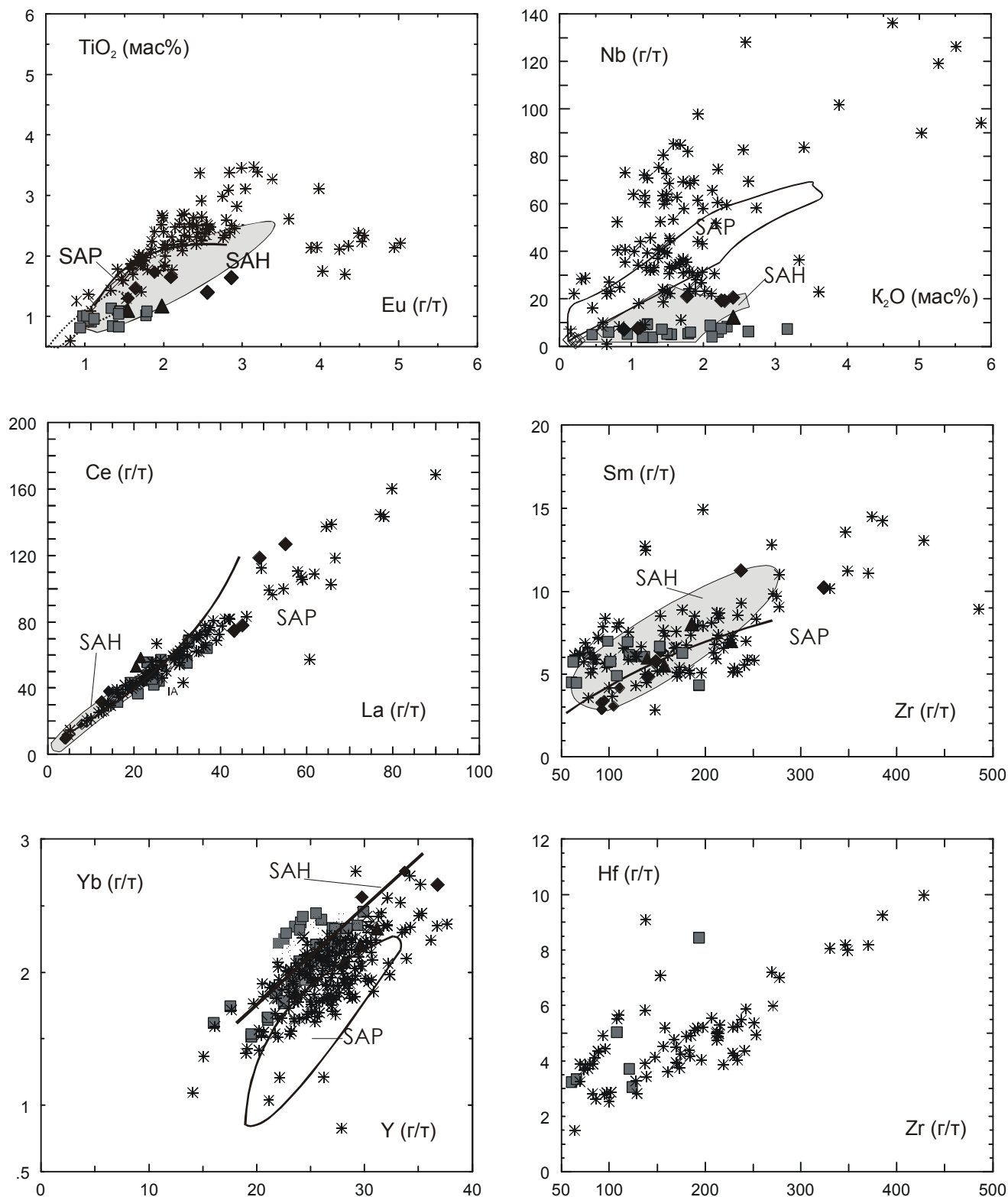


Рис. 6. Соотношение некогерентных элементов с близкими валовыми коэффициентами распределения в разновозрастных базальтах Кореи.

Условные обозначения см. рис. 2.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов: SAH и SAP – высокоглиноземистые и внутриплитные базальты Восточного Сихотэ-Алиня соответственно.

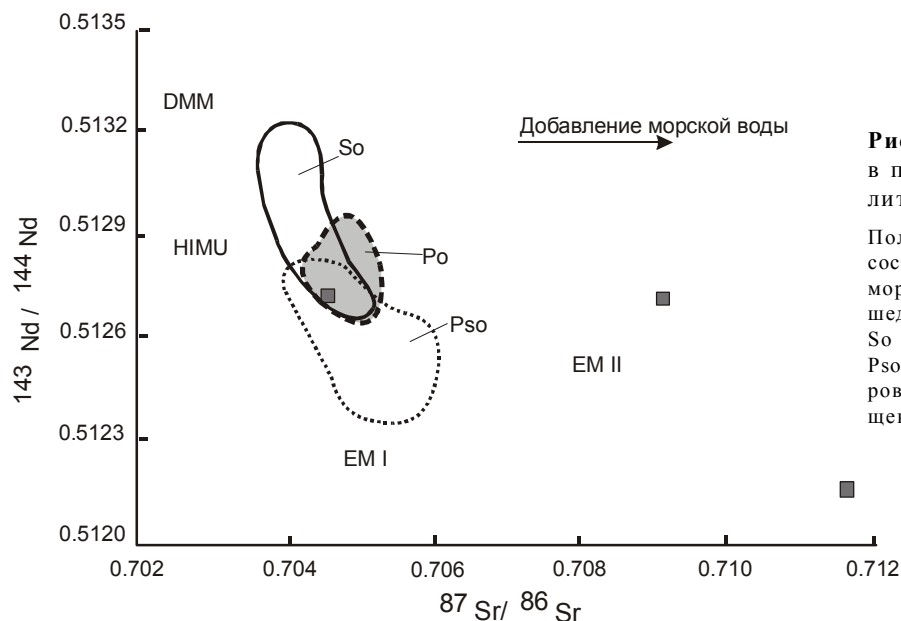


Рис. 7. Соотношение изотопов Sr и Nd в позднемиоценовых базальтах Кореи (заполненные квадраты).

Полями на диаграмме показаны изотопные составы разновозрастных базальтов Япономорского региона: Po – палеогеновые, предшествующие раскрытию Японского моря; So – миоценовые, синхронные раскрытию; Pso – позднмиоцен-четвертичные, сформированные после раскрытия. По [24], упрощена.

носят это событие к среднему и позднему миоцену (20–12 млн лет) и связывают его с задуговым спредингом, "откатом" субдукционной зоны к глубоководному желобу, с внедрением в зону растяжения деплетированного астеносферного диапира. После прекращения масштабных растяжений, в позднем кайнозойе (10–3 млн лет), формировались базальтовые плато, которые широко распространены в Сихотэ-Алине, северо-восточном Китае, Корее и на юго-западе Японии.

Миоценовая модель раскрытия окраинно-морского бассейна хорошо обоснована геологическими, геофизическими и петрологическими исследованиями Японских островов и отчасти Японского моря [12, 27, 29 и др.], но не учитывает или плохо увязана с особенностями геологического развития континентальной части восточной Евразии. Действительно, в пределах восточного и северо-восточного Китая начало структурной перестройки прослеживается не с миоцена, а с палеогена. В эоцене здесь фиксируется активизация древних и развитие новых систем сдвиговых нарушений северо-восточной – юго-западной ориентировки, которые сопровождались формированием синсдвиговых седиментационных бассейнов и интенсивным внутриплитным базальтовым вулканизмом. Активизация тектонических событий рассматривается как результат коллизии Индийской континентальной плиты и вариаций направления конвергенции Тихоокеанской океанической плиты [13, 14].

Палеогеновое тектоническое событие фиксируется и в пределах Евразийской континентальной окраины – на Корейском полуострове и в Восточном Сихотэ-Алине. Здесь смена тектонического режима выражается в смене состава вулканических пород и

началом длительной, в течение практически всего кайнозойе, эпохи базальтового вулканизма. Отличия от континентальных районов Китая заключаются в составе пород. В пределах окраинно-континентальных структур, вплоть до позднего миоцена, происходили излияния высокоглиноземистых известково-щелочных базальтов, которые большинством исследователей относятся к типично субдукционным образованиям. Однако по ряду геологических и геохимических признаков эти породы заметно отличаются от островодужных. Петрологические особенности кайнозойских глиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня были показаны ранее [3]. В пределах Корейского полуострова они проявлены часто более отчетливо.

Принимая миоценовую модель раскрытия Японского моря, А. Поукле с соавторами [24] выделили два основных этапа вулканической активности в пределах Корейского полуострова – субдукционный и рифтогенный. К субдукционным вулканикам отнесены позднемиоценовые – палеогеновые эффузивы, к рифтогенным – миоцен-четвертичные. Среди рифтогенных пород, в свою очередь, выделяются миоценовые известково-щелочные базальты, синхронные раскрытию Япономорской котловины, и плиоцен-четвертичные толеитовые и щелочные лавы, сформированные после завершения основного этапа растяжения. Такую классификацию нельзя считать в полной мере удовлетворительной, прежде всего потому, что она не объясняет резкую смену характера вулканизма на рубеже кайнозойе. Кроме того, отнесение палеогеновых и миоценовых высокоглиноземистых базальтов к различным тектоно-магматическим этапам развития полуострова противоречит особенностям их локализации и изотопным данным. Дей-

ствительно, несмотря на некоторые геохимические отличия, палеогеновые и миоценовые основные эффузивы формируют, по существу, единые вулканические ареалы, часто не совпадающие с площадями распространения позднемеловых субдукционных вулканитов (рис. 1). Кайнозойские высокоглиноземистые базальты слагают самостоятельную вулканическую зону, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря от бассейна Поханг на юге, до Хансанского вулканического поля южного Приморья на севере. Учитывая, что субдукционные вулканиты, в силу особенностей магмогенезиса, всегда располагаются параллельно зоне конвергенции океанической и континентальной плиты (глубоководному желобу), распространение палеоген-миоценовых базальтов вдоль побережья Японского моря, с одной стороны, противоречит их субдукционной природе, с другой – дает основание предполагать важную роль в их формировании тектонических процессов, связанных с раскрытием окраинно-морского бассейна.

Постсубдукционная природа палеогеновых высокоглиноземистых базальтов Кореи подтверждается и изотопными данными – по соотношению изотопов стронция описываемые породы близки к миоценовым и четвертичным эффузивам, но существенно отличаются от позднемеловых субдукционных базальтов.

Таким образом, геологические и геохимические данные, полученные при изучении кайнозойских базальтов Корейского полуострова и Восточного Сихотэ-Алиня дополняют друг друга и свидетельствуют о том, что тектоническая эволюция окраинно-континентальных структур восточной Евразии в кайнозое была во многом сходна с таковой континентальных районов Китая. Прекращение субдукции надо относить не к миоцену, а, по крайней мере, – к эоцену. В дальнейшем определяющую роль в формировании структурного плана играли рифтогенные процессы.

Изменение изотопных характеристик вулканических пород Кореи, Восточного Сихотэ-Алиня и Японии позволяет выделить основные этапы структурной перестройки восточной окраины Евразии. Характерной особенностью геологических структур, прилегающих к Японскому морю, являются так называемые "изотопные скачки", представляющие собой резкие изменения изотопного состава вулканитов на сравнительно коротком временном интервале, фиксирующие резкие изменения условий генерации магматических расплавов. Наиболее ранний такой скачок, с падением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с $\approx 0,7093$ до $\approx 0,7050$, регистрируется в базальтах Корейского полуострова на рубеже позднего мела и палеогена (рис. 4). Его происхождение, как было показано ранее, связано с резким сокращением вклада субдукци-

онного компонента в генезис базальтовых расплавов. Вероятно, этим периодом времени можно датировать прекращение активной субдукции океанической плиты под Азиатский континент.

Изотопные характеристики палеогеновых высокоглиноземистых базальтов Корейского полуострова и Восточного Сихотэ-Алиня близки к таковым позднекайнозойских внутриплитных лав, что дает основание предполагать их происхождение в результате плавления субконтинентальной литосферы без существенного вклада деплетированной астеносферной мантии. Следовательно, начальный этап перехода от субдукционного к трансформному взаимодействию континентальной и океанической плит не сопровождался существенным растяжением континентальной литосферы и формированием астеносферных окон в подстилающей океанической пластине.

Увеличение степени изотопной деплетированности высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня в возрастном диапазоне 40–35 млн лет (падение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с 0,705 до 0,7037) совпадает по времени с резким усилением магматической активности [3]. Это свидетельствует о внедрении в субконтинентальную литосферу горячего и деплетированного астеносферного материала. К этому периоду времени, вероятно, следует относить и начало раскрытия Япономорской котловины.

Миоценовый изотопный скачок, фиксируемый в тыловодужных базальтах Японии (20–15 млн лет) и Восточном Сихотэ-Алине (около 25 млн лет), сопровождался падением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с $\approx 0,7037$ до $\approx 0,703$, т. е. до величины, типичной для базальтов срединно-океанических хребтов. Это свидетельствует о преобладающем вкладе в генезис этих пород деплетированной астеносферы, внедрившейся в субконтинентальную литосферу на заключительном, вероятно наиболее масштабном этапе раскрытия Япономорской котловины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические и геохимические данные по позднемеловому – кайнозойскому базальтовому вулканизму Корейского полуострова, наряду с ранее полученными данными по Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогену, свидетельствуют о необходимости корректировки существующих геодинамических моделей эволюции Восточно-Азиатской континентальной окраины в кайнозое. Определяющую роль в формировании вулканических структур и раскрытии Японского моря принадлежала не субдукционным, а рифтогенным процессам. Характер изменения изотопных характеристик позднемеловых – кайнозойских базальтов Японии, Кореи и Восточного Сихотэ-Алиня позволяет выделять три основных этапа тектонической перестройки восточной окраины Ев-

разии: раннепалеогеновый, связанный с прекращением субдукции, эоцен-олигоценый – с началом разрушения субдукционной пластины и внедрением астеносферного вещества в субконтинентальную литосферу, и миоценовый. Эоцен-олигоценый этап, видимо, фиксирует начало формирования Япономорской котловины, миоценовый – его заключительную фазу.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ: № 98-05-65337 и № 98-05-64285.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Кореи. Пхеньян: Книг. иностр. яз., 1993. 663 с.
2. Мартынов Ю.А. Происхождение базальтовых серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1230–1232.
3. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 215 с.
4. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
5. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.
6. Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1. С. 645–656.
7. Филатова Н.И., Чанг Л.Х., Парк С.О. Корреляция позднемезозойских образований Кореи и обстановки их накопления // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 4. С. 87–99.
8. Филатова Н.И., Чанг К.Ч. Позднемезозойские латеральные ряды обстановок осадконакопления Корейско-Японского региона // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 1. С. 100–104.
9. Filatova N.I. Development of the Northern Korean volcanic belt // Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University. 1995. P. 75–91.
10. Geology of Korea. Seoul: Keohak-Sa Publishing Co., 1987.
11. Hwang S. K., Kim S. W.. Petrology of Cretaceous volcanic rocks in the Milyang-Yangsan area, Korea: petro-tectonic setting // Jour. Geol.Soc.Korea. 1994. V. 30. P. 229–241.
12. Isezaki N. A magnetic anomaly map of the Japan Sea // J. Geomagn. Geoelectr. 1986. V. 38. P. 403–410.
13. Jolivet L. America-Eurasia plate boundary in eastern Asia and the opening of marginal basins // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 81. P. 282–288.
14. Jolivet L., Huchon P., Brun J.P., Chamot-Rooke N., Le Pichon X., Thomas J.C. Arc deformation and marginal basin opening, Japan Sea as a case study // Journal of Geophysical Research. 1991. V. 96. P. 4367–4384.
15. Kim K. H., Lee J. S. Petrochemical studies of the Cretaceous volcanic rocks from the Kyeongsang sedimentary basin // Jour. Geol.Soc.Korea. 1993. V. 29. P. 84–96.
16. Kim C.S., Yun S.H., Cheong C.S. Volcanic stratigraphy and petrology of the Cretaceous volcanic rocks in the Mt. Simbul-Youngchui area, Korea // Jour. Geol. Soc. Korea. 1998. V. 34. P. 137–153
17. Lee D.S., Ryu K.J., Kim G.H. Geotectonic interpretation of Choogaryong rift valley, Korea // Jour. Geol. Soc. Korea. 1983. V. 19. P. 19–38.
18. Lee M.W., Won C.K., Lee D.Y., Park G.H., Kim M.S.. Stratigraphy and petrology of volcanic rocks in southern Cheju island, Korea // Jour. Geol.Soc.Korea. 1994. V. 30. P. 521–541.
19. Lee D.W. Strike-slip fault tectonics and basin formation during the Cretaceous in the Korean Peninsula // The Island Arc. 1999. V. 8. P. 218–231.
20. Otofujii Y., Matsuda T., Nohda S. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc // Nature. 1985. V. 317. P. 603–604.
21. Park J.-B, Kwon S.-T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic island (II): trace element chemistry for stratigraphically-controlled lavas from the Northern Part of Cheju island // Jour. Geol. Soc. Korea. 1996. V. 32. P. 223–249.
22. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich. Siva Publ., 1983. P. 230–249.
23. Pearce J.A., Parkinson I. J. Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Special Public. 1993. N. 76. P. 373–403.
24. Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P., Cousens B., Bellon H.. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins / Ed. Smellie J.L. Geological Society Special Publication. 1995. N 81. P. 169–191.
25. Shervais I.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. N 1. P. 101–118.
26. Shimazu M., Yoon S, Tateishi M.. Tectonic and volcanism in the Sado-Pohang Belt from 20 to 14 Ma and opening of the Yamato Basin of the Japan Sea. // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 321–330.
27. Shuto K., Kagami H., Yamamoto K. Temporal variation of Sr isotopic compositions of the Cretaceous to Tertiary volcanic rocks from Okushiri island, Northeast Japan Sea. // Journ. Min. Pet. Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 165–173.
28. Song S., Lee H. K., Yun H.. Petrogenesis of Tertiary volcanic rocks from the southeastern part of Korea // Tectonic Evolution of Eastern Asian Continent / Ed. Lee, Y.I. and Kim J.H. Geol. Soc.Korea 50th Anniv. Int. I Symp. 1997. P. 219–224.
29. Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea

- of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 3697–3708.
30. Wee S.-M. Geochemical characteristics of the Quaternary Jungok basalt in Choogaryong rift valley, mid-Korean peninsula // *Eron. Environ. Geol.* 1996. V. 29. P. 171–182.
31. Won C.K., Kim Y.K., Lee M.W. The study on the geochemistry of Choogaryong alkali basalt // *Jour. Geol. Soc. Korea*. 1990. V. 26. P. 70–81.
32. Won C. K., Lee M. W., Lee J. M. A study on the Cretaceous volcanic activity of the Bupseongpo Area // *Jour. Geol. Soc. Korea*. 1991. V. 27. P. 416–433.
33. Won C.K., Lee M.W., Yun S.H., Ko B.K. Geochemical characteristics of the volcanic rocks in Pyoseon Area, southeast Cheju, Korea // *Jour. Geol. Soc. Korea*. 1998. V. 34. P. 172–191.
34. Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.
35. Yun S.H. Strontium isotope composition and petrochemistry of the Cretaceous Chaeyaksan Volcanics, northern Yucheon volcanic field, South Korea // *Jour. Geol. Soc. Korea*. 1998. V. 34. P. 161–171.

Поступила в редакцию 19 декабря 2000 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

Yu.A. Martynov and D.U. Li

Late Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in Korea

A summary of the published geological and geochemical information on the Late Cretaceous-Cenozoic magmatism on the Korean Peninsula shows a regular change of geochemical features of basaltic magmas in the Cenozoic from typically subduction (Late Cretaceous) to typically intraplate features (Quaternary). Proceeding from this, the existence of two major magmatic sources is suggested – the subduction and intraplate sources. According to geochemical and isotope data, the intraplate source was localized within the bounds of the heterogeneous subcontinental lithosphere and exerted a determining influence on the composition of different age basalts. The contribution of the subduction component into magma genesis diminished at the Cenozoic boundary, which is along with the change in the character of volcanism from mainly felsic to mainly basic and with a shift of the latter toward the eastern and northeastern parts of the peninsula gives grounds to suggest a change in the tectonic regime of the region development at the beginning of the Paleogene, cessation of subduction, and onset of rifting. Together with the earlier published information on the East Sikhote-Alin volcanogenic belt, these data are indicative of the necessity to correct the existing concepts of tectonic evolution of the Eurasian continental margin in the Cenozoic, of the age and mechanism of opening of the Japan Sea basin.

СРЕДНЕЮРСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПАРТИЗАНСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАСЕЙНА (ПРИМОРЬЕ)

В.П. Симащенко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Среднеюрские образования монакинской свиты в Партизанском каменноугольном бассейне Приморья сложены угленосными отложениями, вулканитами и субвулканическими породами. Вулканиты представлены риолитами, а субвулканические породы – дацитами и риодацитами. По химическому составу магматические породы свиты близки вулканитам окраинно-континентальных вулканических поясов Тихоокеанского континентального обрамления, образовавшихся на мощной континентальной коре. По характеру отложений, составу, возрасту и геодинамической позиции они лучше всего коррелируются с магматитами Северо-Корейского позднеюрско-раннемелового пояса.

Ключевые слова: вулканиты, петрохимия, геохимия, вулканические пояса.

Партизанский каменноугольный бассейн (рис. 1) расположен на юге Приморья [16] и представляет собой окраинно-континентальный бассейн седиментации [10]. Среднеюрские вулканогенно-осадочные отложения впервые были обнаружены в восточной и центральной частях бассейна и описаны в качестве монакинской угленосной свиты [11]. В многочисленных разрезах и буровых скважинах описано строение толщи, сложенной угленосными терригенно-осадочными и вулканогенными отложениями. Предварительно возраст этих отложений был определен как берриас, но впоследствии установлен как среднеюрский [3, 12]. Однако состав, природа и геодинамическая принадлежность вулканических образований не исследованы. В настоящей статье впервые приводятся данные о вещественном составе и условиях формирования монакинских вулканитов.

По данным А.В. Олейникова с соавторами [11] монакинская толща с угловым несогласием залегает на более древних отложениях от палеозойских габброидов Сергеевского массива до ранне-среднеюрских отложений окраинной свиты и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (263 м) в основании имеет слой базальных конгломератов и сложена пластами кварц-граувакковых песчаников, мелкогалечных конгломератов, дацитов, риолитов и их туфов и пачками тонкого переслаивания вулканогенно-терригенных алевритистых песчаников, углистых аргиллитов с пропластками каменного угля. Верхняя подсвита (450 м), с постепенным переходом сменяющая нижнюю, внизу сложена частым переслаиванием туфоконгломератов, туффигов с остатками флоры [3], которые выше сменяются пластами фарфоровидных риолитов, переслаивающихся с туффидами и ту-

фопесчаниками. Завершается разрез подсвиты переслаиванием гравелистых песчаников с пачками углистых аргиллитов, содержащих прослойки каменного угля, и тонко переслаивающимися туффидами и белыми риолитами. Пласты риолитов часто размыты водными потоками, и галька их в изобилии содержится в гравелитах и конгломератах. Вулканогенно-осадочные образования монакинской свиты прорываются разновозрастными с ними субвулканическими силлами, штоками и дайками дацит-риолитового состава.

Вулканические породы изучены автором по разрезу вдоль левого берега р. Алексеевки (рис. 1). Петрографически и петрохимически магматические породы монакинской свиты довольно однородны и представлены риолитами, фельзитами, риодацитами и дацитами. Среди вулканитов преобладают риолиты, а среди субвулканических образований – дациты. По внешнему облику вулканиты – светло-серые, желтоватые и буровато-желтые сливные породы с различными соотношениями вкрапленников. Встречаются как афировые, так и слабо порфиоровые (менее 10% вкрапленников) разновидности. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз (An 10–25), реже встречаются кварц и биотит. Фенокристаллы плагиоклаза имеют идиоморфные очертания, достигают величины 5–6 мм, обычно альбитизированы, видимо еще на магматической стадии, а позднее и серицитизированы. Зерна кварца чаще имеют оплавленные очертания с характерными “бухточками” и “заливами” со стороны основной массы, но встречаются и идиоморфные и осколочные формы. Биотит образует таблички и чешуйки и представлен железистыми разновидностями. Основная масса сложена первично стек-

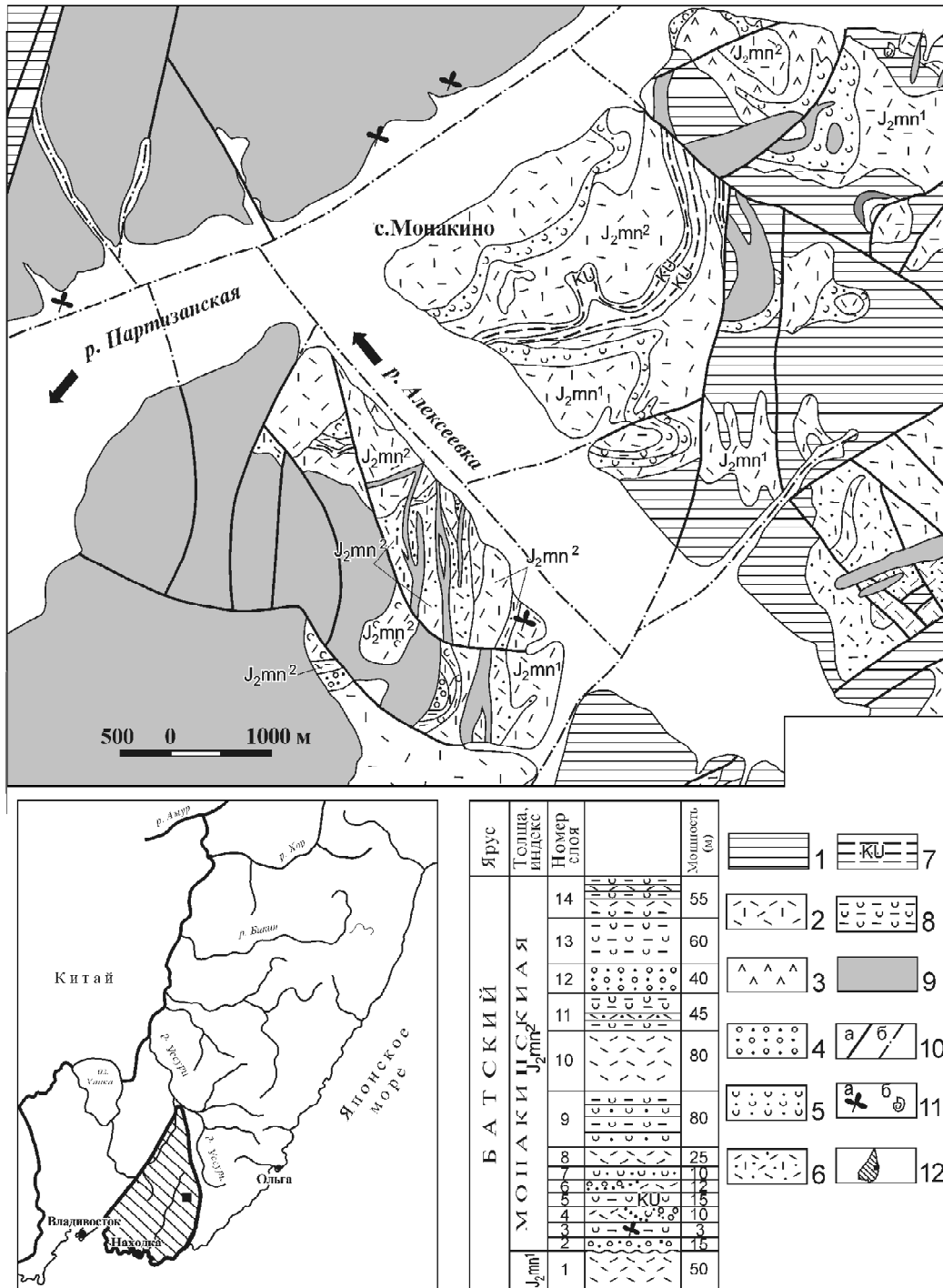


Рис. 1 Схема геологического строения и стратиграфическая колонка монакинской свиты, составленная по разрезу в левобережье р. Алексеевки [11]*.

1 – допозднеюрские образования, 2–8 – позднеюрские образования монакинской свиты: 2 – риолиты, 3 – субвулканические дациты и риодациты, 4 – гравелиты и конгломераты вулканотерригенные, 5 – песчаники вулканотерригенные, 6 – туфы риолитов, 7 – аргиллиты с прослоями каменного угля, 8 – туффиты, 9 – раннемеловые отложения капреевской, старо- и северосучанской, романовской свит, а также позднемеловые и кайнозойские вулканиды, 10 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые, 11 – места сбора: а-флоры, б-фауны, 12 – граница Партизанского каменноугольного бассейна и район исследований.

* Следует заметить, что проблема возраста монакинской свиты все еще дискутируется. В "Решениях IV межведомственного совещания..." [12] возраст этой свиты определен как бат – оксфорд. (Прим. ред.).

ловатым, микрозернистым агрегатом кварца и полевых шпатов, претерпевшим девитрификацию с образованием криптокристаллической, микрофельзитовой и лепидобластовой структур, которые на макроуровне придают породам фарфоровидный облик. Полевошпатовая составляющая основной массы обычно усеяна чешуйками серицита. Субвулканические породы, имея лавовидный облик, содержат обычно более 10 % вкрапленников и обладают большей степенью раскристаллизованности основной

массы. Наряду с вкрапленниками плагиоклаза и биотита, образующими нередко гломерокристы, в них встречаются фенокристаллы калишпата, а в основной массе значительна роль биотита. Структура основной массы – фельзитовая, переходная к аллотриоморфнозернистой, оксиофитовой, микроаплитовой, микрогранитной или микропегматитовой.

Петрогеохимический состав вулканитов монакинской свиты приведен в таблицах 1 и 2. Вулканические породы свиты принадлежат семейству риоли-

Таблица 1. Химический состав риолитов монакинской толщи.

№обр	1/91	3/91	4/91	13/91	К-826	К-850	17/91	18/91	19/91	3414
SiO ₂	75.98	76.42	76.06	75.65	72.86	74.58	66.42	68.22	67.32	68.35
TiO ₂	0.04	0.03	0.03	0.02	0.24	0.14	0.54	0.44	0.46	0.35
Al ₂ O ₃	15.05	14.70	14.77	14.40	14.09	13.57	15.94	16.80	15.86	15.27
Fe ₂ O ₃	0.12	0.07	0.07	0.09	1.13	1.79	1.64	1.14	1.82	0.75
FeO	0.36	0.53	0.40	0.05	1.81	1.79	1.63	0.85	1.49	2.30
MnO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.07	0.02	0.04	0.12
MgO	0.12	0.11	0.19	0.19	0.21	0.27	2.05	2.08	1.57	1.05
CaO	0.02	0.02	0.02	0.52	0.21	0.17	3.50	2.08	1.57	0.96
Na ₂ O	2.85	2.08	2.94	3.08	3.11	2.54	3.50	3.77	3.44	4.57
K ₂ O	4.26	4.07	4.08	4.43	4.43	4.50	2.98	3.06	3.28	3.35
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.14	0.12	0.13	0.15
H ₂ O ⁻	0.00	0.10	0.06	0.02	0.59	0.61	0.00	0.09	0.05	0.00
H ₂ O ⁺	0.17	1.74	1.23	1.38	2.23	1.9	1.42	1.46	2.90	2.12
Сумма	99.99	100.00	99.90	99.86	99.55	100.40	99.81	99.84	99.48	99.50

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ГУ ДВГИ ДВО РАН С.П. Славкиной методом "мокрой химии".

1/91–К-850 – риолиты лавовых фаций, 17/91–3414 – субвулканические дациты.

Таблица 2. Содержание микроэлементов (в г/т) в породах монакинской толщи.

№ обр.	1/91	3/91	4/91	13/91	17/91	18/91	19/91
Ni	13	6	9	6	32	39	43
Co	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	120	88	88
V	12	12	5	15	82	51	80
Cu	33	30	27	36	26	29	55
Pb	23	38	18	24	9	14	43
Zn	34	36	47	23	25	30	40
Sn	13	9	10	4	9	2	19
Ag	0.25	0.26	0.01	0.09	0.01	0.01	3.0
B	120	130	160	100	17	18	29
Rb	128	150	128	110	177	129	198
Sr	67	86	84	81	202	358	205
Ba	286	285	288	337	478	712	449
Zr	9	8	16	14	121	106	103
Nb	5	4	9	8	9	5	8
La	8	8	13	12	19	32	22
Ce	34	31	26	23	43	43	41
Nd	18	18	20	17	23	30	20
Y	6	9	12	14	6	6	17

Примечание. Ni, Co, Cr, V, Cu, Pb, Zn, Sn, Ag, B – выполнены спектральным количественным методом в лаборатории ГУ ДВГИ ДВО РАН (аналитик Л. И. Азарова), Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, La, Ce, Nd, Y – рентгено-флуоресцентным методом в лаборатории Примгеолком (аналитик М.В. Войтышина). 1/91–13/91 – риолиты лавовых фаций, 17/91–19/91 – субвулканические фации.

тов – риодацитов нормальной щелочности. Они характеризуются предельно низкими содержаниями титана, железа, магния и кальция и высокими – глинозема. Калий в них преобладает над натрием, а величина K_2O/Na_2O отношения составляет 1,4–1,9. По содержанию калия они относятся к высококалиевой серии (рис. 2). Коэффициент агапитности $[(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3]$ находится в интервале значений 0,4–0,53, а по величине коэффициента относительной глиноземистости $[al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)]$ от 20 до 40 они относятся к крайне высокоглиноземистому типу.

Риолитам свойственны низкие концентрации элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V), а также циркония, ниобия, стронция, бария при умеренной концентрации рубидия (табл. 2).

Субвулканические риодациты и дациты, обладая меньшей кремнекислотностью, имеют примерно одинаковые с риолитами содержания глинозема и суммы щелочей, но натрия в них преобладает над калием ($K_2O/Na_2O = 0,81–0,95$). Суммарные содержа-

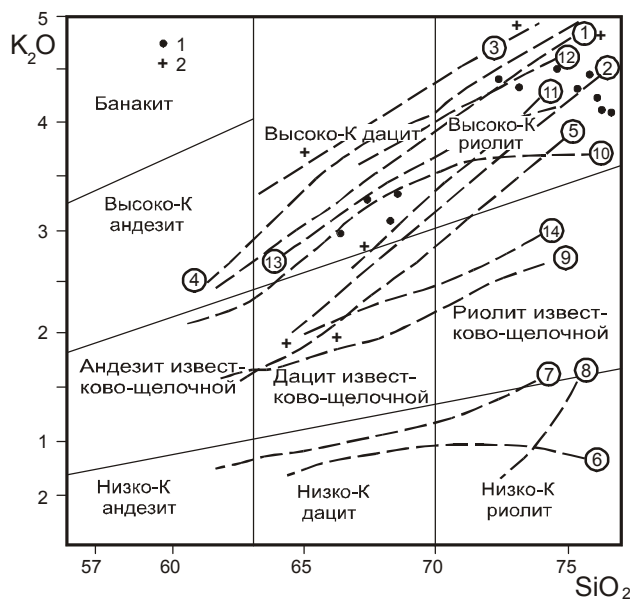


Рис. 2. Диаграмма $K_2O - SiO_2$.

1 – вулканиты монакинской свиты, 2 – вулканиты позднеюрско-раннемелового Северо-Корейского вулканического пояса, по [15]. Вариационные линии кислых вулканитов различных геодинамических обстановок: 1 – Западный пояс Южной Америки, 2 – Центральная Америка (Мексика, Гватемала, Сальвадор, Гондурас, Никарагуа, Коста-Рика), 3 – Запад США (Восточный пояс), 4 – Запад США (Западный пояс), 5 – Высокие Каскады, Алеуты, Аляска, 6 – Фиджи, 7 – Тонга-Кермадек, 8 – трондьемиты и риолиты девонских островодужных комплексов района Уэст-Моста, Калифорния, 9 – Япония, Тайвань, Сайпан, 10 – Индонезия, по [14], 11 – Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса (риолит-дацитовая и риолитовая формации), 12 – то же, контрастной формации [9], 13 – Восточно-Сихотэ-Алинский пояс [5], 14 – Восточная Камчатка [6].

ния железо-магнезиальных окислов в них возрастают до 4–5 %, а окиси кальция – до 1,5–3,5 % и находятся на уровне среднего типа дацитов и гранодиоритов известково-щелочной серии. Общая железистость $[f_{\text{общ}} = (Fe_2O_3 + FeO)/Fe_2O_3 + FeO + MgO]$ уменьшается от риолитов (0,49–0,93) к дацитам (0,49–0,74), а по коэффициенту глиноземистости (al') от 2 до 10 дациты относятся к весьма глиноземистому типу. Соответственно выше в них содержания никеля, хрома, ванадия, стронция, бария, циркония, лантана, цезия и ниодима.

Содержания петрогенных компонентов монакинских вулканитов были пересчитаны на нормативный состав по системе “CIPW” и нанесены на тройные диаграммы Ab – Q – Or. Пересчеты показывают, что риолиты в нормативном составе содержат 37–44 % кварца, 24–26 % ортоклаза, 0–2% анортита, 4–6% корунда, и около 1% темноцветных компонентов. Риодациты и дациты содержат 24–30 % кварца, 18–20 % ортоклаза, 30–39% альбита, 4–17 % анортита, 1–4 % корунда и до 10% темноцветных компонентов (апатит, ильменит, магнетит, энстатит, ферросилит). На диаграмме (рис. 3) О.Ф.Таттла и Н.Л. Боуэна [22] все породы монакинской свиты располагаются в области давления водяного пара (P_{H_2O}) не превышающего 2000 бар, и по классификации Д.С. Штейнберга с соавторами [17] относятся к маловодному типу магм. При этом средний состав риолитов свиты

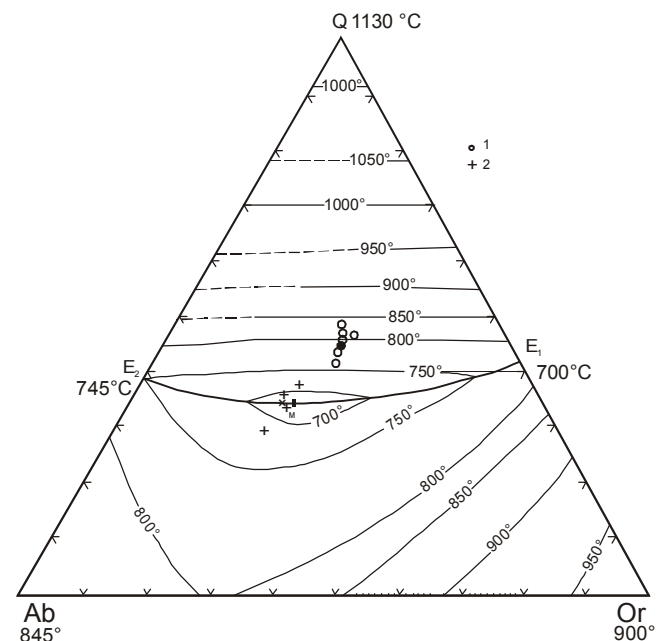


Рис. 3. Вулканиты монакинской свиты на диаграмме Ab-Q-Or. Проекция изотерм и котектической линии системы $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ при 2000 бар давления H_2O , по [22].

1 – риолиты, 2 – дациты.

(Q – 45%, Ab – 27%, Or – 28%) в общем соответствует экспериментальным расплавам (Q – 39%, Ab – 30%, Or – 31%), полученным при начальной температуре плавления 770° С и давлении воды 500 бар, а средний состав дацитов и риодацитов (Q – 34%, Ab – 42%, Or – 24%) соответствует экспериментальной выплавке (Q – 35%, Ab – 40%, Or – 25%) при температуре 670°С и давлении воды 2000 бар [2]. Оценка общего давления ($P_{\text{общ}}$) при образовании расплавов, полученная из диаграммы Г. Брауна [19] с использованием величин давления воды и температуры плавления, дает величины 2,3–2,8 кбар для риолитов и 2,1–2,2 кбар для дацитов, т. е. выплавление кислых магм происходило в нижней части “гранитного” слоя коры. Учитывая, что дациты были извергнуты несколько позднее риолитов, можно полагать, что образование магм происходило при снижении температуры плавления исходного субстрата и величины общего давления, на фоне повышения давления водяного пара.

Некоторую информацию об условиях образования кислых магм дают и микроэлементы. Так, поведение рубидия тесно связано со способностью его к изоморфному замещению калия в решетке калиевых порообразующих минералов. Количество рубидия в монакинских вулканитах в общем коррелируется с количеством в них калия и возрастает в риолитах в сравнении с дацитами, хотя темп накопления рубидия относительно калия и не высокий. Это объясняется тем, что содержание рубидия в породах зависит от координационного числа калия, находящегося в расплаве в виде полимерных группировок – миалов, являющихся зародышами будущих кристаллов [1]. Поэтому в риолитах, обогащенных ортоклазовым миалом с координационным числом калия 10, содержания рубидия не высоки. В дацитах же, обогащенных биотитом, с координационным числом калия 12, при общем низком содержании калия, содержание рубидия такое же, что и в риолитах. По соотношению Rb – K/Rb эти породы укладываются в единый ряд, отвечающий известково-щелочной серии. Наблюдаемое распределение стронция, обычно связанного в полевых шпатах из-за кристаллохимической близости его с калием и кальцием, свидетельствует о прямой его корреляции с кальцием. По абсолютным значениям этих элементов монакинские вулканиты близки кислым известково-щелочным породам окраинно-континентальных поясов. По соотношению Rb/Sr риолиты близки континентальным гранофирам и риолитам Исландии [14], а дациты, обладая высокими содержаниями стронция, приближаются по Rb/Sr – отношению к континентальным трондjemитам и кварцевым риолитам.

Барий в процессе кристаллизации, как известно, коррелируется с калием. По кристаллохимичес-

ким свойствам барий близок рубидию, и рост его кларковых содержаний с падением основности пород закономерен. Такое поведение бария свойственно вулканитам Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентальных поясов. В монакинской свите мы наблюдаем другую картину – в дацитах с низким содержанием калия содержания бария в 1,5–2 раза выше, чем в риолитах. Между барием и рубидием нет очевидной связи, которую следовало бы ожидать, если бы вариации этих элементов были связаны с фракционной кристаллизацией. Можно предполагать, что такое распределение бария обусловлено различной степенью плавления исходного источника. Диаграмма Sr/Ca-Ba/Ca (рис. 4) также демонстрирует образование риолитовых и дацитовых расплавов в процессе последовательного плавления исходного не мантийного источника. Петрогенетические интерпретации, проведенные по методу Р.А. Батчелора и П. Боудена [18], показывают, что монакинские вулканиты располагаются в полях мантийных плагиогранитов и предколлизийных деструктивных активных окраин плит. Таким образом, геохимические данные свидетельствуют, что монакинские вулканиты имеют коровую природу, но при их образовании наряду с коровым материалом определенную роль играла либо мантийная составляющая, либо источником для их выплавления служили основные породы. Вероятным источником этих магм могли быть глубокие горизонты “Сергеевских габброидов” позднепротерозойско-раннемезозойского возраста, на которых и залегают описываемые вулканиты. Сергеевский блок, площа-

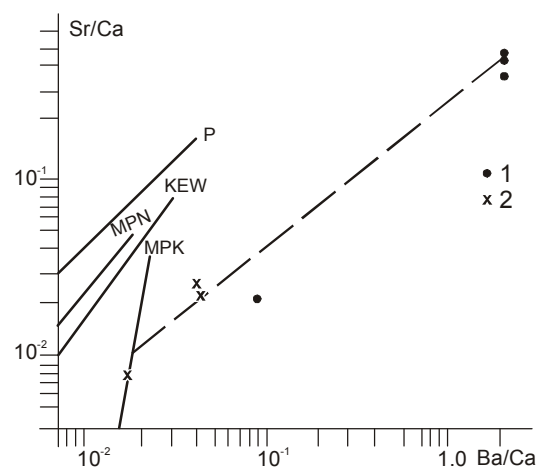


Рис. 4. Вулканиты монакинской свиты на диаграмме Sr/Ca-Ba/Ca.

Линии частичного плавления мантийных субстратов: P – пирокластической мантии, по [22], MPN – натровых метапериодитов, KEW – калиевых эклогитов, вебстеритов, верлитов, MPK – калиевых метапериодитов, по [7].

1 – риолиты, 2 – дациты.

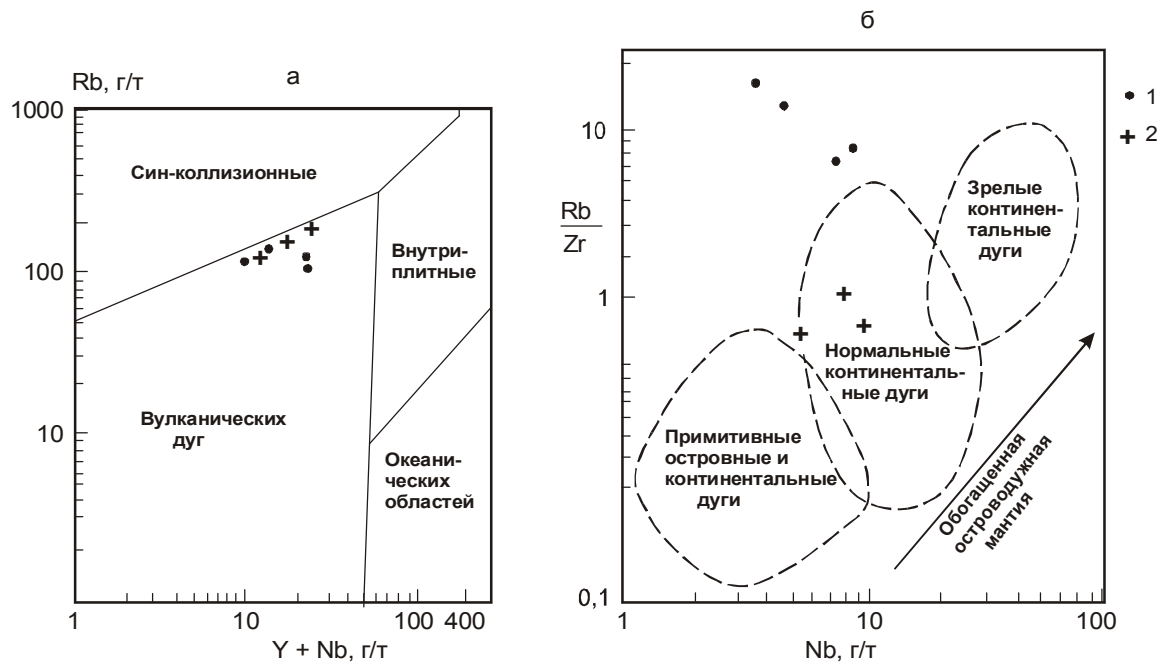


Рис. 5. Вулканы монакинской свиты на дискриминантных диаграммах Rb –(Y+Nb) и Rb/Zr – Nb.
 1 – риолиты, 2 – дациты.

дью более 1000 км², сложен разнообразными породами, включает, главным образом, расслоенные интрузии габбро и диоритов, небольшие объемы метаморфитов от начальных стадий гранулит-амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма и массивы гранитоидов [8, 13]. Как отмечает Дж. Арт [14], при низкой степени плавления основных пород, метаморфизованных до амфиболитов, образуются расплавы со спектром элементов, типичным для пород кислого состава корового происхождения.

Сравнение монакинских вулканических пород с магматами различных геодинамических обстановок показывает, что по микроэлементному составу они относятся к надсубдукционному типу, а по соотношению (Rb/Zr – Nb) попадают в область нормальных континентальных дуг (рис. 5). Но от известково-щелочных пород островных дуг они отличаются повышенными концентрациями K₂O, Rb, Sr и низкими – Zr. Наиболее близки они породам окраинно-континентальных вулканических поясов тихоокеанского материкового обрамления (рис.2).

А.И. Ханчук, исходя из общегеологической позиции монакинской свиты, выделил в пределах Сихотэ-Алиня террейнов позднеюрско-раннемеловой Монакинской вулканической дуги [20]. Проведенное автором исследование показывает, что по составу вулканических пород, возрасту проявления магматизма и геотектонической позиции отложения монакинской свиты более всего коррелируются с вулканическими породами позднеюрско-раннемелового Северо-Корейско-

го окраинно-континентального пояса, выделенного Н.И. Филатовой [15]. Вероятно, монакинские вулканы являются одним из наиболее удаленных северных фрагментов этого пояса на территории России. Возможно, промежуточные звенья этого пояса могут быть обнаружены в приграничных районах Северной Кореи, Китая и юго-западного Приморья. Здесь широко развиты континентальные вулканы известково-щелочной серии, но возраст их недостаточно обоснован: в Северной Корее они считаются позднеюрско-раннемеловыми [4], а в Китае – относятся к позднему триасу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н.В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 68 с.
2. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 347 с.
3. Волынец Е.Б. Новые данные о возрасте монакинской толщи Партизанского бассейна Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 135–139.
4. Геология Кореи. Пхеньян, 1993. 663 с.
5. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 236 с.
6. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Новосибирск, 1990. 259 с.
7. Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.П., Бадрединов З.Г. Геохимические корреляции вулканических пород активной окраины Тихого океана // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск, 1987. С. 56–76.

8. Коваленко С.В., Давыдов А.И. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 4. С.929–933.
9. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
10. Маркевич П.В., Малиновский А.И., Голозубов В.В., Филиппов А.Н., Фандюшкин Г.А. Палеогеография юга Дальнего Востока в раннемеловую эпоху // Геодинамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 49–63.
11. Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволлина С.И., Волицынец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений Партизанского бассейна Приморья // Континентальный мел СССР. Владивосток, 1990. С. 114–126.
12. Решения четвертого межведомственного регионального совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Забайкалья (Хабаровск, 1990). Схема 33. Хабаровск, ХГПИ, 1994. С. 3–6.
13. Сеница С.М., Ханчук А.И. Первичные гнейсовые фации габброидов (на примере южного Приморья) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1446–1449.
14. Трондемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 488 с.
15. Филатова Н.И., Шилов В.Н., Гулько Н.И., Ким Хен Со, Пак Ин Сеп, Чо Ир Вон, Чай Ван Хон. Позднеюрский – раннемеловой вулканизм Запада КНДР // Изв. АН СССР, сер. геол. 1990. № 1. С. 64–76.
16. Шарудо И.И. История раннемезозойского угленакпления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1978. 242 с.
17. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашухина В.А. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. С. 3–33.
18. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. V.48. P. 43–55.
19. Brown G.C. A comment on the role of water in the partial fusion of crustal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. N 9. P. 355–358.
20. Nokleberg W.J., Parfenov L.M. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. US Department of the Interior, US Geological survey, 1998. 125 p.
21. Onuma N., Hirano M., Issiki N. Sr/Ca – Ba/Ca – systematics in four volcanoes of Ochima, Izu Islands, Japan // Geochim. J. 1981. V. 15. P. 315–324.
22. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system: Na Al Si₃ O₈ – K Al Si₃ O₈ – Si O₂ – H₂O // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. V. 74. P. 1–153.

Поступила в редакцию 10 июня 2000 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.P. Simanenko

Mid-Jurassic volcanites of the eastern part of the Partizansk coal basin (Primorye)

The mid-Jurassic assemblages of the Monakinskaya suite in the Partizansk coal basin, Primorye, are made up of coal-bearing deposits, volcanites, and subvolcanic rocks. Volcanites are represented by rhyolites; and subvolcanic rocks, by dacites and rhyodacites. Chemically, the magmatic rocks of the suite are close to volcanites of the marginal-continental volcanic belts of the Pacific continental framing developed on the thick continental crust. With respect to the character of the deposits, composition, age and geodynamic position, they are best correlated with magmatites of the North Korea Late Jurassic-Early Cretaceous belt.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

УДК 551.352:553.32

ОКЕАНСКИЕ МАРГАНЦЕВЫЕ МИКРОКОНКРЕЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

В.Н. Свальнов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

На основе комплексного изучения протосингенетических марганцевых микроконкреций показано, что они образуются преимущественно на разделе вода-дно, имеют краткий период формирования, чутко реагируют на изменения фациальной обстановки, скорости седиментации, условий сингенеза и адекватно отражают в своем составе эти изменения в момент зарождения, т.е. являются высокоинформативным объектом при исследовании условий седиментации.

Ключевые слова: марганцевые микроконкреции, условия формирования, химический состав, спектры редкоземельных элементов, условия седиментации, Мировой океан.

Марганцевые микроконкреции (МК) представляют собой разнообразные по форме протосингенетические аутигенные рудные стяжения размером менее 2 мм, образованные в океане коллоидно-химическими, хемосорбционно-каталитическими и микробиологическими процессами в основном вблизи раздела вода-дно. По данным К.Мацумото [28], микроконкреции («гранулярные частицы») встречаются как в речной, так и в морской воде. Изучение минерального состава пелагических осадков показало, что МК формируются обычно в самой верхней пленке жидкого ила [12], являясь самостоятельной формой концентрирования оксигидроксидов марганца и железа на начальной стадии рудного процесса в океане.

Наиболее благоприятные условия формирования и захоронения МК существуют в областях пелагического литогенеза [13]. Образуются МК и в приконтинентальных зонах, но после захоронения неизбежно растворяются в условиях восстановительной среды. Поскольку прямые наблюдения [12] свидетельствуют о зарождении МК в придонной пленке жидких окисленных осадков, в их определении появился термин «протосингенетические». В соответствии с литогенетической структурой пелагических областей [13] МК в основном образуются на этапе протосингенеза, когда на разделе вода-дно формируется поверхностная пленка жидкого ила толщиной приблизительно 0,25 мм и влажностью до 95%. Пленка, вероятно, является нижней частью так назы-

ваемого неподвижного диффузионного подслоя толщиной около 1 мм, выделяемого по физическим и гидрохимическим параметрам на разделе вода-дно [23]. В любой фациальной обстановке эта пленка отличается повышенным содержанием реакционноспособного органического вещества – продуктов жизнедеятельности планктонных или бентосных сообществ (пеллеты, растворенное органическое вещество, копролиты, отмершие илоеды и т.д.).

К сожалению, литогенетические представления автора признают не все исследователи, поэтому при описании геохимических аспектов современных процессов рудообразования в океане нередко термин «диагенез» трактуют слишком свободно, исходя из сходства окислительно-восстановительных реакций на стадии диагенеза и реакций в поверхностной пленке пелагических окисленных осадков. В связи с этим уместно напомнить, что стадия диагенеза осадочного материала проявляется после стадии седиментогенеза, включающей три этапа: председиментогенез, протосингенез, сингенез [13].

Сущностью диагенеза являются процессы физико-химического уравнивания сложной и многокомпонентной системы реакционноспособных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры [21]. Признаки уравнивания компонентов системы наблюдаются и на разных этапах седиментогенеза: при мобилизации вещества в корях выветривания, при переносе вещества и осадкообра-

зовании на водосборных площадях, во время формирования осадков в конечных водоемах стока, однако зарождающиеся равновесия могут нарушаться многократно за счет гидродинамического и гравитационного воздействия на полужидкие и мягкие илы, вследствие биотурбации, способствующей перемешиванию осадка и поступлению в него новых порций реакционноспособного органического вещества, а также за счет проникновения придонной воды по ходам илоедов в толщу осадков и т.д.

Истинно необратимые процессы физико-химического уравнивания в глубоководных окисленных осадках происходят только на стадии диагенеза, когда осадок постепенно превращается в породу, т.е. обезвоживается, уплотняется, профиль остаточного органического вещества выравнивается вниз по разрезу до значений $C_{\text{орг}}$ менее 0,5%. При этом необходимо иметь в виду, что на фоне закономерных необратимых процессов на стадии диагенеза (особенно на этапах протодиагенеза и раннего диагенеза) возможен местами «ретроградный литогенез», когда под воздействием тектонических гравитационных и гидродинамических процессов разновозрастные осадки выводятся на поверхность дна, переотлагаются, вновь попадают в условия стадии литогенеза. При этом, естественно, нарушаются ранее достигнутые физико-химические равновесия.

Марганцевые микроконкреции, как один из компонентов глубоководных осадков, известны со времен экспедиции на “Челленджере” в 1872–1876 гг. [30]. С тех пор о них узнали многое, однако и до настоящего момента нет общепризнанной методики комплексного изучения МК. Мало данных по геохимии, минералогии, гранулометрии и внутреннему строению этих аутигенных образований, не до конца выявлены особенности условий формирования МК, нет четких критериев для оценки доли экзогенного и эндогенного вещества в составе МК.

Между тем, несомненное значение МК для восстановления условий седиментации заключается в том, что они образуются на разделе вода-дно, чутко реагируют на изменения параметров придонной среды, имеют краткую историю формирования и адекватно отражают в своем составе вариации параметров среды в момент зарождения [5, 7, 12, 13, 16, 17, 25–27, 31]. Параметрами среды автор считает следующие показатели: скорость осадконакопления, рельеф дна, глубина, тектонический режим, скорость придонных течений, возможность поступления эндогенного рудного вещества, биопродуктивность планктонных и бентосных сообществ, pH, Eh, содержание реакционноспособного органического вещества, размеры бассейна седиментации, интенсивность редукционных процессов. В ряду рудных оболочек: корки → макроконкреции → микрокон-

реции – последние являются наиболее “чистым” событийным объектом исследования. Далее следуют в порядке убывания информативности рудные корки и макроконкреции.

Железо-марганцевые корки формируются на разделе вода-дно за счет компонентов, поступающих из воды, и состав их не зависит от субстрата (важно только, чтобы он был относительно уплотненным). Рудные конкреции в пелагических областях нижней своей частью всегда погружены в осадок, а верхней частью обычно контактируют с водой, соответственно в их составе отражается влияние процессов, происходящих в двух разнородных вмещающих средах. Значительный размер ядра позволяет конкрециям длительно существовать в условиях изменчивой среды, т.е. они несут более усредненную по времени информацию, чем МК.

Марганцевые микроконкреции оформляются главным образом в поверхностной пленке осадков, никогда не возвышаясь над дном. Достигнув оптимальной величины, соизмеримой с толщиной поверхностного геохимически активного слоя (около 0,25 мм), они, подчиняясь закону гравитации и воздействию новых порций поступающего на дно осадочного материала, опускаются ниже активного слоя. Дальнейшая судьба МК диктуется условиями захоронения [13, 17]. В окислительной обстановке подповерхностных слоев осадков МК на протяжении десятков и сотен тысяч лет не меняют формы, размера, цвета, характера поверхности, химического и минерального состава. Позже (преимущественно в доплейстоценовых осадках) наблюдается трансформация минерального (и, соответственно, химического) состава МК. Выявлено также [3] увеличение степени окисления оксигидроксидов марганца в МК вниз по разрезу на фоне снижения pH. Авторы отмечают, что из всех изученных минералов микроконкреций при протекании процессов диагенеза наиболее устойчивым является бёрнессит I, все остальные – вернадит, бёрнессит II, бузерит, асболан, асболан-бузерит, тодорокит – являются метастабильными.

В субокислительной среде МК частично растворяются или наращивают рудные оболочки; в восстановительных условиях МК полностью растворяются. В отличие от железо-марганцевых конкреций для зарождения МК нет ограничений по скорости седиментации, т.е. они формируются в любых фациальных обстановках с окислительной средой на разделе вода-дно.

Исходя из способности МК адекватно отражать в своем химическом и минеральном составе параметры среды в момент зарождения, и предпринято настоящее исследование значения МК при интерпретации условий седиментации, включая некоторые палеоусловия. Следует отметить, что для реконст-

рукции среды в прошлом широко используются количественные литолого-геохимические методы и биологические, литологические, геохимические ин-

дикаторы среды [8]. Из множества палеоокеанологических индикаторов заметная роль принадлежит аутигенным минеральным образованиям (глауко-

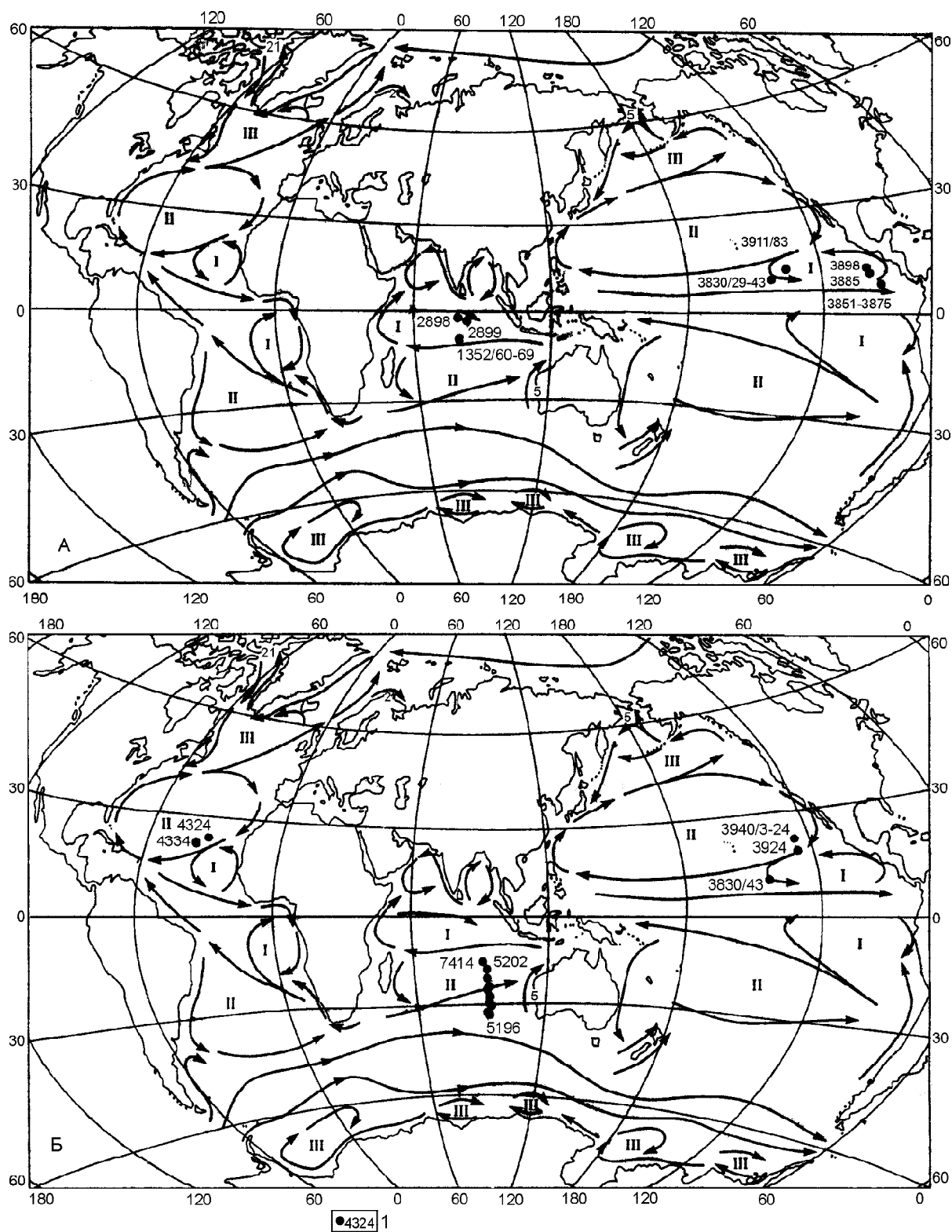


Рис. 1. Местоположение изученных образцов в биологически продуктивных (А) и непродуктивных (Б) зонах.

Основные течения на поверхности Мирового океана [20]: I – циклонические тропические, II – антициклонические субтропические, III – циклонические высокоширотные; 1 – номера геологических станций.

нит, родохрозит, пирит, филлипсит, целестобарит и др.). Не являются, по-видимому, исключением среди минералов-индикаторов и аутигенные марганцевые микроконкреции.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для данной работы послужили глубоководные осадки, собранные в разное время на 46-и станциях в биологически продуктивных и непродуктивных зонах Мирового океана (рис. 1), соответственно под циклоническими и антициклоническими макроциркуляционными системами [20]. Географически это следующие районы: Гватемальская, Северо-Восточная и Южная котловины Тихого океана, Западно-Австралийский хребет, Центральная и Западно-Австралийская котловины Индийского океана, Канарская котловина в Атлантике. В литологическом смысле обследованным биологически продуктивным зонам в основном отвечают биогенные кремнисто-глинистые илы, а непродуктивным зонам – окисленные пелагические глины [13].

Рудное вещество МК было изучено комплексом современных методов, включая просвечивающую аналитическую электронную микроскопию (микродифракция электронов, энергодисперсионный анализ), рентгеноструктурный анализ, минерографию, электронную сканирующую микроскопию, атомно-абсорбционный метод, масс-спектрометрический анализ с индуктивно связанной плазмой. С помощью последнего впервые в мировой практике были определены спектры редкоземельных элементов в МК разного размера, отобранных из единой пробы осадка.

Образцы МК получены после промывки осадков через капроновую сетку (ячейка около 0,05 мм) и последующего отбора под биноклем. Предварительное обогащение некоторых проб выполнено путем электромагнитного сепарирования. Попутно под биноклем регулярно фиксировались следующие параметры МК: размер, форма, характер поверхности, цвет, состав ядер и структурно-текстурные особенности рудной оболочки (в полировках), процентное соотношение фракций по объему или по массе (после взвешивания фракций). Всего разными методами изучено 380 проб МК.

Возраст осадков определен по литологическим, палеомагнитным и микропалеонтологическим данным. Палеомагнитные исследования выполнены Е.Л. Демиденко, Ю.Ю. Ивановым и Т.И. Линьковой, микропалеонтологические – В.В. Мухиной и Г.Х. Казариной (диатомеи, силикофлагелляты), О.Б. Дмитренко (кокколитофориды), С.Б. Кругликовой (радиолярии).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ядрами МК служат любые твердые агрегаты: кристаллы минералов, обломки пород, кислое и основное вулканическое стекло, глинистые комочки, радиолярии, диатомеи, бентосные и планктонные фораминиферы, полихеты, фрагменты горгоновых кораллов, костный детрит, спикулы кремневых губок и т.д.

МК часто наследуют форму ядра, поэтому их можно разделить на биоморфные, кристалломорфные и литоморфные [14]. В целом же по габитусу различаются МК изометрично-округлые, округлые (сфероидальные), гроздевидные, почковидные (ботроидальные), округло-удлиненные, лепешковидные, дисковидные и некоторые другие.

Цвет МК варьирует от черного до сероватобурого. Поверхность их шероховатая искристая матовая или с жирным блеском, иногда гладкая блестящая. Строение рудной оболочки МК концентрически-слоистое, столбчато-дендритовидное, реже массивное.

В гранулометрическом спектре МК довольно отчетливо прослеживается суммарное преобладание фракций 0,5–0,25 и 0,25–0,1 мм (рис. 2), однако в биологически продуктивных зонах (ст. 3903) превалирует фракция 0,5–0,25 мм, а в непродуктивных зонах (ст. 3905, 3940-3, 3940-14) – фракция 0,25–0,1 мм; МК крупнее 0,5 мм (обычно менее 1 мм) встречаются эпизодически. Более постоянна встречаемость МК фракции 0,1–0,05 мм, хотя местами они резко преобладают или отсутствуют. В целом же средний размер МК составляет около 0,25 мм, что приблизительно соответствует вероятной толщине геохимически активной поверхностной пленки осадков (уточнение толщины – предмет дальнейших исследований), в которой реакционноспособное органическое вещество может изменять валентное состояние прежде всего железа и марганца.

Количество МК в 1 г сухого осадка ($N_{\text{МК}}/P_{\text{ос}}$) колеблется от нулевых значений до 10 тысяч штук и более (рис. 2), а в 1 см³ влажного осадка ($N^{\text{в}} = N_{\text{МК}}/V_{\text{во}}$) – в пределах 0–25106 штук. Судя по максимальным величинам, приведенным в таблице, число МК зависит от типа осадка, а в конечном счете – от скорости седиментации: чем меньше скорость, тем больше микроконкреций. В средних значениях по типам осадков эта закономерность проявлена слабее (рис. 3, табл.), что, возможно, объясняется как разной представительностью выборок, так и большим разбросом величин в пределах каждой выборки, обусловленным вариациями фациальных обстановок седиментации.

Рост количества МК, как правило, сопровождается увеличением средней массы одной микрокон-

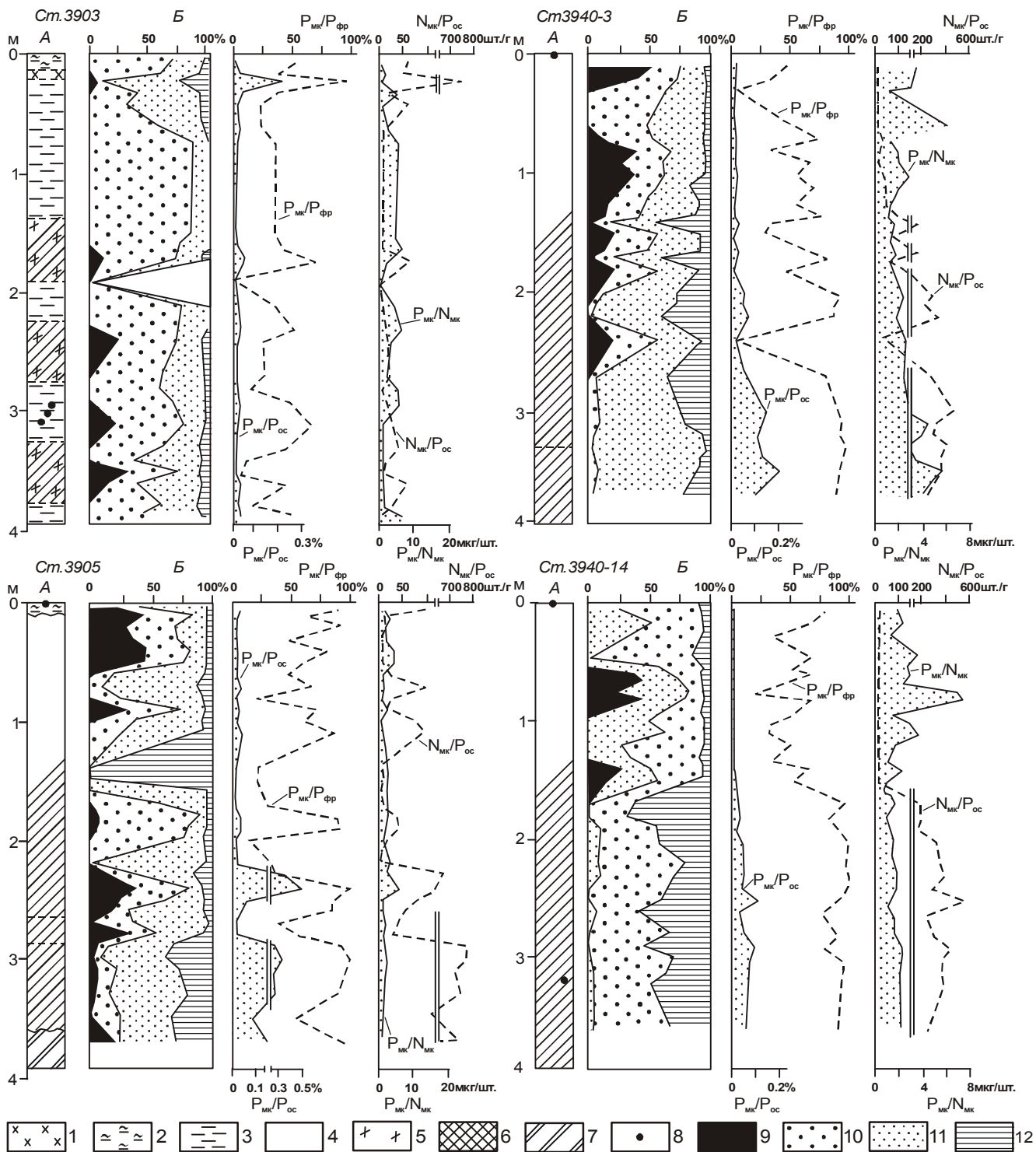


Рис. 2. Гранулометрический состав марганцевых микроконкреций.

А – литологический состав осадков: 1 – глинисто-радиоляриевые илы; 2 – то же, обогащенные диатомеями; 3 – радиоляриево-глинистые илы; 4 – миопелагические глины; 5 – то же, обогащенные радиоляриями; 6 – эвпелагические глины; 7 – доплиоценовые миопелагические глины; 8 – железо-марганцевые конкреции; Б – соотношение гранулометрических фракций марганцевых микроконкреций: 9 – более 0,5 мм; 10 – 0,5–0,25 мм; 11 – 0,25–0,1 мм; 12 – 0,1–0,05 мм. P_{ос} – масса сухого осадка; P_{фр} – масса фракции осадка более 0,05 мм; P_{мк} – масса марганцевых микроконкреций крупнее 0,05 мм; N_{мк} – число микроконкреций.

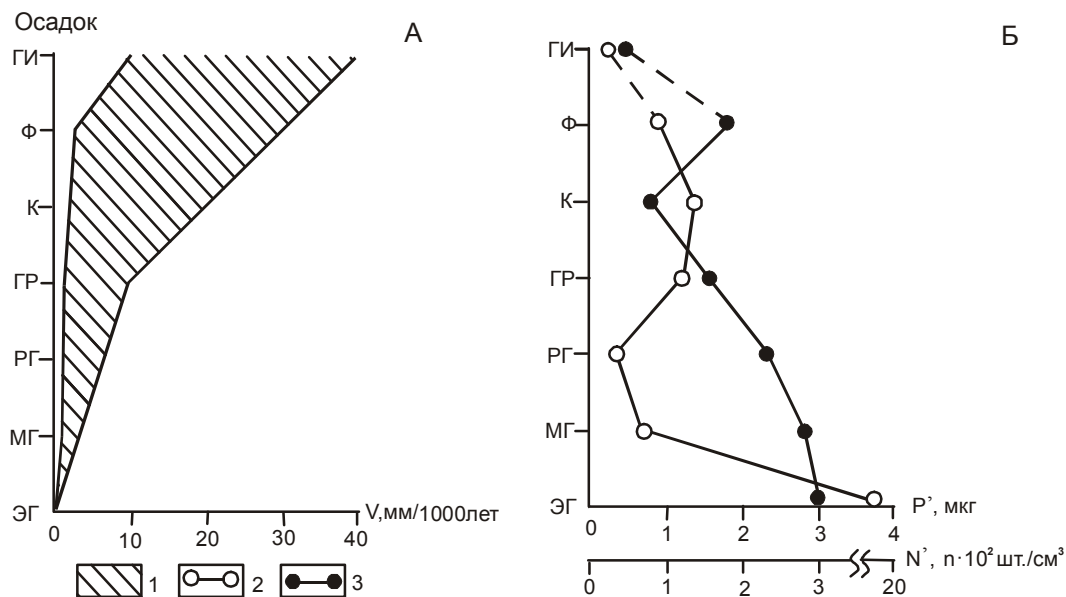


Рис. 3. Скорость седиментации основных типов глубоководных осадков (А), среднее число МК в них и средняя масса одной МК (Б)

1 – пределы колебаний скорости седиментации; 2 – среднее число МК; 3 – средняя масса одной МК. Типы осадков см. табл.

Таблица. Численность МК крупнее 0,05 мм в 1 см³ пелагических осадков и масса одной МК (мкг).

Тип осадка*	N'			P'		
	число проб	пределы	среднее	число проб	пределы	среднее
Ф	3	68–124	94	3	1.4–2.4	1.9
К	23	23–373	137	23	0.3–2.4	0.8
ГИ	16	18–318	206	16	0.5–1.3	0.7
ГР	75	0–379	122	50	0.7–4.4	1.5
РГ	70	0–324	32	32	0.4–5.4	2.3
МГ	198	0–889	64	166	0.3–6.5	2.8
ЭГ	50	1–25106	1707	47	1.0–5.7	3.0
ФО	10	109–209	212	10	1.6–12.0	7.5
КО	24	130–2534	1136	24	0.6–5.5	2.1
МПГ	76	0–6906	681	57	0.4–5.8	1.5

* Плиоцен-голоценовые отложения: Ф – фораминиферовый осадок; К – кокколитовый ил; ГИ – глинисто-известковый ил; ГР – глинисто-радиоляриевый ил; РГ – радиоляриево-глинистый ил; МГ – миопелагическая глина; ЭГ – эвпелагическая глина. Доплиоценовые отложения: ФО – фораминиферовый осадок; КО – кокколитовый осадок; МПГ – миоценовая пелагическая глина.

креции (рис. 2, 3, табл.). Обычно эта масса ($P' = P_{\text{МК}}/N_{\text{МК}}$) изменяется в плиоцен-голоценовых отложениях от 0,3 до 6,5 мкг (в среднем 0,7–3,0 мкг), а в доплиоценовых осадках – от 0,4 до 12,0 мкг (в среднем 1,5–7,5 мкг). На рис. 3 отчетливо прослеживается уменьшение средней массы единичных МК по мере увеличения скорости седиментации. Исключение составляют фораминиферовые осадки, в которых ядрами микроконкреций часто служат относительно крупные и тяжелые раковинки фораминифер. Они не всегда полностью закрыты рудной оболочкой, что приводит к неизбежному завышению как размера МК, так и ее суммарной массы.

Таким образом, анализируя распределение в разрезе средней массы единичной МК, можно качественно оценить тенденцию изменения скоростей седиментации во времени. Для метода абсолютных масс такие кривые (рис. 2) пока не пригодны, но для выявления изохронных уровней замедления или роста темпов седиментации они могут представлять определенный интерес. Например, на станциях 3940–3 и 3940–14, расположенных в пределах одного геологического полигона, за время накопления верхних 100–120 см плейстоценовых миопелагических глин скорость седиментации заметно уменьшалась трижды.

Для перехода на количественную основу достаточно, вероятно, последовательно соотнести средние массы одной МК (или число МК) из верхнего и нижележащих горизонтов осадков. С помощью полученных таким путем коэффициентов можно восстановить темпы седиментации по всему разрезу, зная скорость накопления хотя бы одного горизонта осадков с известными параметрами МК. Однако, только результаты дальнейших исследований могут оценить правомерность высказанного предположения.

Вклад МК в осадок – $P_{\text{МК}}/P_{\text{ос}}$ (рис. 2) – обычно не превышает 0,5 вес.%, но в эвпелагических глинах может достигать местами 5% и более. Доля же их во фракции крупнее 0,05 мм ($P_{\text{МК}}/P_{\text{фр}}$) колеблется в очень широких пределах – от нулевых значений до 100% (рис. 2). В этой связи необходимо отметить соответствующую изменчивость количества неиспользованных потенциальных ядер МК (нерудных компонентов фракции более 0,05 мм), свидетельствующую о случайности не только встречи рудного вещества с ядрами, но и самого процесса формирования МК.

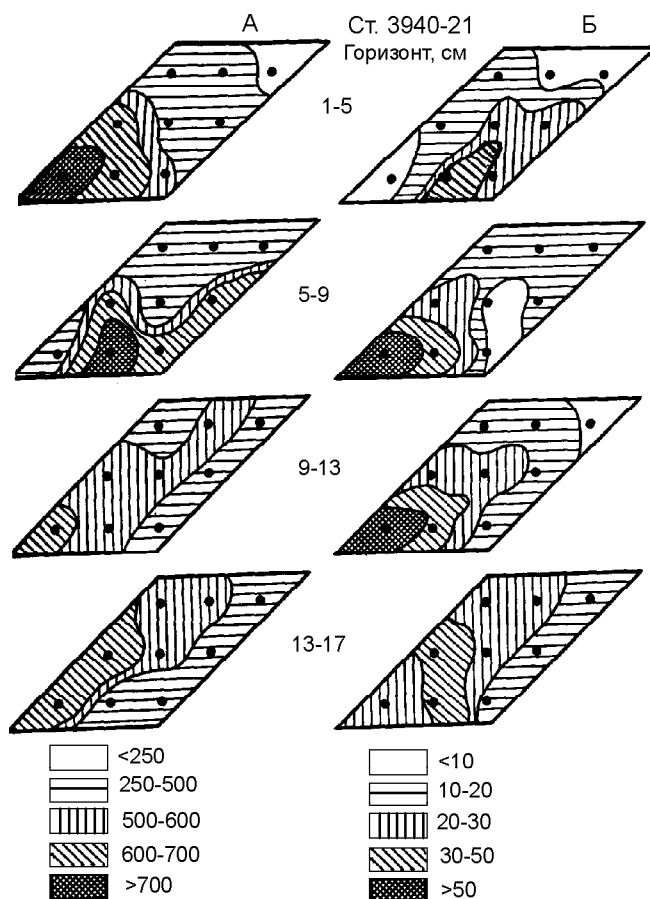


Рис. 4. Число МК (А) и вклад их (вес. %) во фракцию более 0,05 мм (Б) миопелагических глин.

Предполагается, что эта случайность обусловлена главным образом неравномерным (по площади) поступлением в поверхностную пленку осадков реакционноспособного органического вещества: пеллет, органических тканей, копролитов и других продуктов жизнедеятельности планктонных и бентосных сообществ.

Случайный характер распределения МК в осадках одного типа отчетливо прослеживается на рис. 4. Видно, что на площадке 12×12 см, занятой только миопелагической глиной, число МК и доля их во фракции более 0,05 мм варьируют в широких пределах.

В целом же следует отметить, что в конкретной фациальной обстановке каждый тип осадка отличается характерными только для него пределами количества МК. Ряд нарастания числа МК в 1 г сухого осадка или в 1 см³ влажного осадка выглядит приблизительно следующим образом: карбонатные осадки → кремнисто-глинистые илы → миопелагические глины → эвпелагические глины. Для целей выяснения палеоусловий важно подчеркнуть, что перерывы седиментации всегда сопровождаются ано-

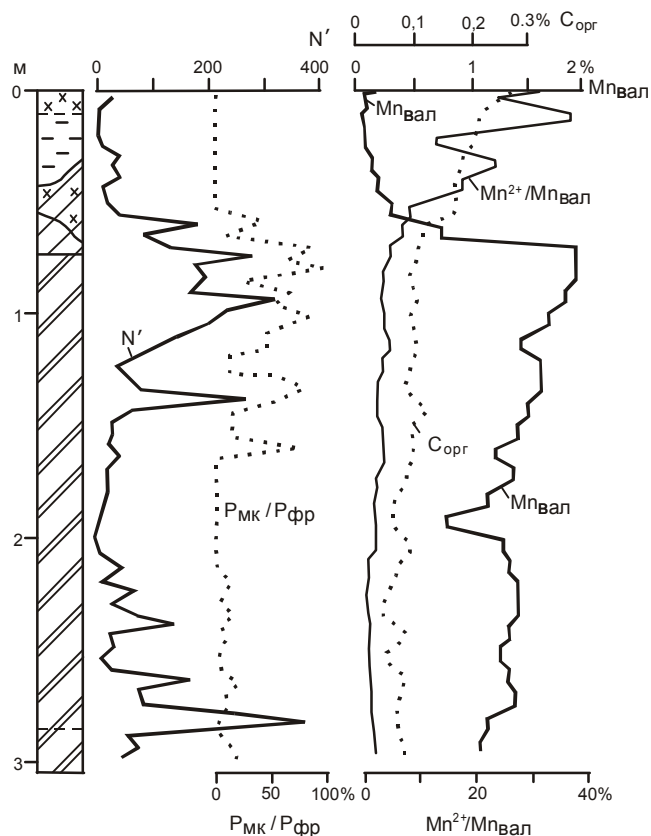


Рис. 5. Распределение марганцевых микроконкреций и химический состав осадков на ст. 3830–43.

$N' = N_{МК}/V_{во}$ – число МК в 1 см³ влажного осадка. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

мально высокими концентрациями МК и марганца (рис. 5). Плавное же изменение темпов осадконакопления отражается в соответствующих колебаниях параметров распределения МК в разрезах (доля их в осадке, во фракции более 0,05 мм и др.).

Изучение минерального состава современных и погребенных МК свидетельствует о полифазности этих рудных стяжений [14, 15]. Однако при сравнении МК из осадков биологически продуктивных и непродуктивных зон Тихого, Индийского и Атлантического океанов выявлены заслуживающие внимания вариации минерального состава МК.

В изученных образцах микроконкреций (100 проб) обнаружены следующие фазы: безжелезистый и железистый вернадит, асболоан-бузерит, гексагональный и моноклинный бёрнессит, упорядоченный ($a = 9,75 \text{ \AA}$) и неупорядоченный смешаноканальный тодорокит, марганцевый ферроксигит и гётит. Характерной особенностью практически всех минеральных фаз является их высокая дисперсность, низкая степень окристаллизованности и пространственной упорядоченности.

По источнику рудных компонентов МК можно разделить на гидрогенные, сингенные (образованные одновременно с накоплением осадка) и гидрогенно-сингенные (промежуточные), а по времени зарождения все они являются протосингенетическими [13]. Сингенные МК формируются за счет рудных элементов (Mn, Ni, Cu), поступающих в поровые воды жидкого ила в результате их мобилизации из осадков в локальных слабовосстановительных условиях. Такие условия создаются в поверхностном слое осадков при окислении реакционноспособного органического вещества [11]. Представления А.А.Морозова [10] противоречат общему случаю реакции разложения органического вещества в кислородонасыщенной среде [2]. Более того, по мнению Л.М.Грамм-Осипова с соавторами [3], именно увеличение степени окисления оксигидроксидов марганца при поступлении в среду с более низким рН, чем в наддонной, сопровождается "сбросом" Mn^{2+} в иловую воду, в результате чего концентрация марганца в последней увеличивается.

Поскольку тенденция уменьшения рН (только расчетные данные) наблюдается на значительной глубине от поверхности дна [3], а возможность локальных микровосстановительных условий не учитывалась [2], автор отдает предпочтение коллоидно-химическому механизму формирования МК [13], предложенному А.А. Морозовым [10], который подтвердил путем качественного эксперимента принципиальную возможность фиксации коллоидных частиц оксигидроксидов Mn и Fe твердой поверхностью, содержащей восстановленные формы этих элементов. Основным условием реализации механизма связывания MnO_2 и $Fe(OH)_3$ в макро- и микроконкреции А.А.Морозов считал наличие на поверхности дисперсных частиц, конкреций, разнообразных ядер и участков дна весьма небольших количеств восстановленных форм Mn(II) и Fe(II). Первый фиксируется на перечисленных поверхностях главным образом в результате сорбции из морской или иловой воды. Железо (II) может входить в состав пород и минералов ядер, а также глинистых частиц и стабилизироваться в процессе их разрушения в окислительных условиях в форме смешанно-валентных соединений. Кроме того, допускается возможность появления восстановленных форм железа и марганца за счет восстановительных микробиологических процессов на поверхности рудных стяжений. К этому добавлю локальное восстановление марганца по ходам илоедов и другим проявлениям жизнедеятельности бентосных организмов.

Гидрогенные МК образуются за счет либо непосредственного осаждения рудных компонентов из придонной воды в виде тончайших коллоидных частиц Fe-Mn оксигидроксидов, либо стягивания тех же

частиц в самой верхней пленке поверхностного жидкого осадка. Хотя, скорее всего, участвуют оба механизма. Во время роста гидрогенных МК локальные восстановительные процессы во вмещающих осадках сильно ослаблены.

По составу и соотношению минеральных фаз различаются микроконкреции трех типов: 1) МК сложены только марганцевыми минералами (безжелезистый вернадит, гексагональный и моноклинный бёрнессит, тодорокит, асболан-бузерит); 2) для МК характерны сопоставимые количества минералов марганцевых и железо-марганцевых (обычно Fe-вернадит, иногда марганцево-железистый Mn-ферроксицит); 3) в составе МК железо-марганцевые, марганцево-железистые и железистые минералы (Fe-вернадит, Mn-ферроксицит, гётит) преобладают над марганцевыми минералами.

К сингенным относятся рудные стяжения первого типа (марганцевые), к гидрогенным – МК третьего типа (в разной степени железистые), а к промежуточным (гидрогенно-сингенным) – рудные стяжения второго типа.

Получены следующие характеристики минерального состава МК из осадков биологически непродуктивных зон (под антициклоническими круговоротами поверхностных вод) разных океанов (рис. 6) [18]. В Тихом океане выявлены исключительно сингенные МК первого типа. Для Индийского океана характерны МК гидрогенно-сингенные и в меньшей степени – сингенные. В Атлантическом океане наряду с сингенными и гидрогенно-сингенными нередко встречаются гидрогенные МК третьего типа. Mn-ферроксицит и гётит обнаружены только в Атлантике, а Fe-вернадит отсутствует в микроконкрециях Северо-Восточной котловины Тихого океана.

Таким образом, в биологически непродуктивных зонах наблюдается тенденция увеличения железистости МК в ряду океанов: Тихий → Индийский → Атлантический. Причиной этой тенденции является, вероятно, глобальный процесс фракционирования железо-марганцевой группы элементов, степень завершенности которого, по мнению Н.М. Страхова [22], прямо зависит от размеров океана (вернее, от его ширины). По этой причине именно для пелагических осадков Тихого океана характерны повышенные содержания реакционноспособного марганца, обладающего большей геохимической подвижностью, чем железо. В других же океанах фракционирование проявлено в меньшей степени, что привело к повышению роли реакционноспособного железа и формированию не только марганцевых, но и железо-марганцевых, и марганцево-железистых микроконкреций.

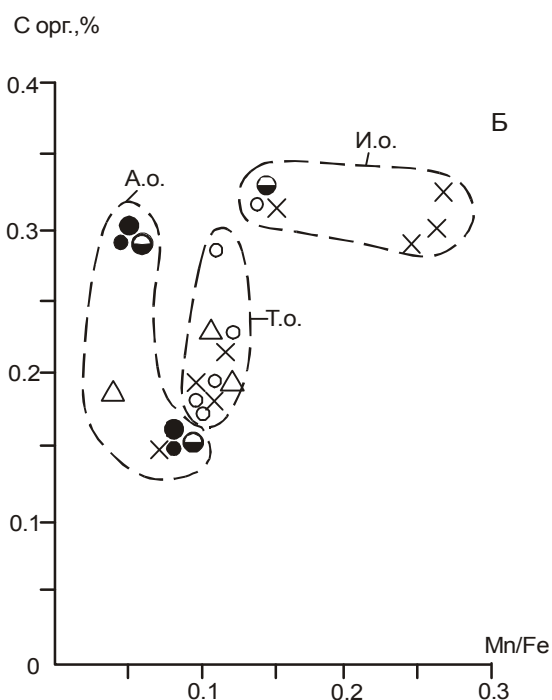
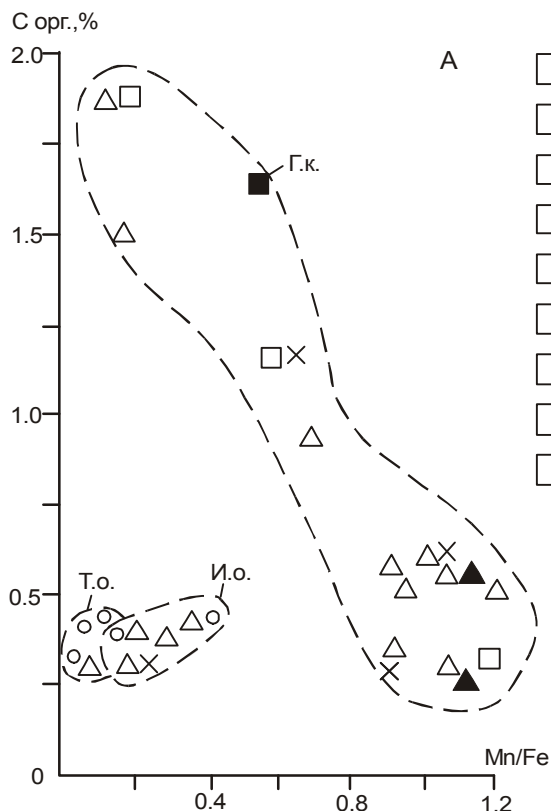


Рис. 6. Преобладающие минеральные фазы современных МК в биологически продуктивных (А) и непродуктивных (Б) зонах Мирового океана.

1 – безжелезистый вернадит; 2 – Fe-вернадит; 3 – асболоан – бузерит; 4 – гексагональный бёрнессит; 5 – моноклинный бёрнессит; 6 – тодорокит с $a = 9,75 \text{ \AA}$; 7 – неупорядоченный тодорокит; 8 – Mn-фероксигит; 9 – гётит. Принятые сокращения: Г.к. – Гватемальская котловина; океаны: А.о. – Атлантический; И.о. – Индийский; Т.о. – Тихий.

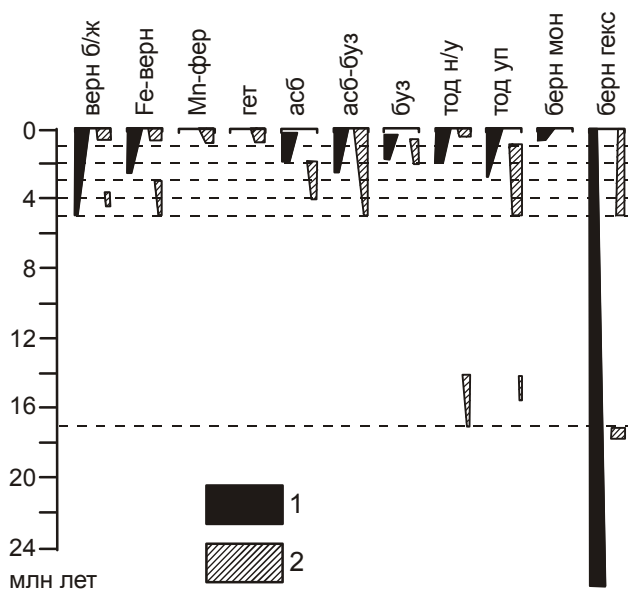


Рис. 7. Схема соотношения минеральных фаз в разновозрастных МК.

1 – биологически продуктивные зоны; 2 – биологически непродуктивные зоны.

В осадках биологически продуктивных зон (под циклоническими круговоротами поверхностных вод) Индийского и Тихого океанов (рис. 6) микроконкреции имеют близкий минеральный состав: в них преобладают безжелезистый вернадит и гексагональный бёрнессит [19]. Кроме того, для МК из Индийского океана весьма характерны асболоан-бузерит и Fe-вернадит. Довольно специфичен набор марганцевых фаз в Гватемальской котловине. На фоне повышенных содержаний в современных осадках котловины марганца и органического вещества [16] формируются МК тодорокит-бёрнесситового ряда, иногда обогащённые асболоан-бузеритом.

Исследование колонок показало (рис. 7), что в биологически непродуктивных зонах преобразования рудного вещества МК протекают крайне медленно. Заметная трансформация минеральных фаз наблюдается только в доплейстоценовых осадках [18]. В биологически продуктивных зонах рудное вещество МК преобразуется быстрее. Конечным продуктом трансформации марганцевых минералов МК является, вероятно, бёрнессит [3, 4, 19]. При этом на протяжении 3–5 млн лет бёрнессит сосуществует с другими марганцевыми фазами, а с увеличением геологического времени упорядоченный тодорокит трансформируется в бёрнессит через неупорядоченную смешаноканальную разновидность. Если это так, то мономинеральные бёрнесситовые МК могут служить побочным признаком древнего возраста океанских осадков.

Изученные марганцевые микроконкреции отличаются весьма неоднородным химическим составом [15]. Среднее значение Mn/Fe в них составляет 15,7 при колебаниях от 1,7 до 61,1. По этому параметру МК резко отличаются от макроконкреций. Относительно последних МК в среднем обогащены Mn, заметно обеднены Fe, Ni, Cu и Co. Пофракционный анализ показал, что статистически по мере уменьшения размеров МК они обогащаются Mn, Co, Zn, Pb и обедняются Al, K, Cr, Ca, Li; неоднозначно ведут себя Fe, Ti, V, Ni, Cu.

Сопоставление химического состава МК и вмещающих осадков свидетельствует об отсутствии устойчивых связей между ними [15]. Хотя соотношения содержаний Mn, Fe, Ni, Cu, Co и Zn в микроконкрециях и в осадке одного типа на графиках укладываются иногда в довольно определенное узкое поле, суммарный разброс значений в МК из разных типов осадков не позволяет наметить тенденции отношений элементов в системе микроконкреция – осадок. В самих МК связи между элементами зачастую неоднозначны и в основном складываются, по-видимому, под воздействием совокупности изменчивых факторов седиментации в момент зарождения МК вблизи раздела вода-дно. Наиболее чувствительным индикатором вариаций условий осадкообразования является главный компонент микроконкреций – Mn.

По способности концентрироваться в микроконкрециях (относительно осадка) выделяются две группы элементов [9, 15]. К первой группе отнесены Ni, Mn, Co, Cu, Zn и Pb, для которых средние величины коэффициента концентрирования больше 5. Во вторую группу объединены Cr, Ti, Sr, Ba, Fe со средним значением коэффициента концентрирования, варьирующим в пределах 1,3–2,5. Обособленно от этих групп стоит Al, имеющий среднюю величину коэффициента концентрирования около 0,3. Относительно макроконкреций [1] в МК гораздо интенсивнее концентрируются Mn, Ni, Co, Cu, и Cr, но слабее Fe и Pb; поведение Zn, Ti, Al сходное.

Несколько заниженные оценки вкладов МК в химический состав осадков (при анализе не учитывались МК менее 0,05 мм, химический состав МК определялся без разделения их на рудную оболочку и нерудные ядра, а осадок анализировался без отбора из него МК) свидетельствуют о том, что в некоторых типах осадков МК являются основной формой нахождения Mn, Ni, Co, Cu и Zn, в большинстве же случаев их роль незначительна [9, 15].

Нанесение данных по изученным МК на известную треугольную диаграмму [24] показало, что все они ложатся в поле гидрогенных (т. е. не диagenетических) образований [15] и хорошо согласуются с результатами других исследователей [31].

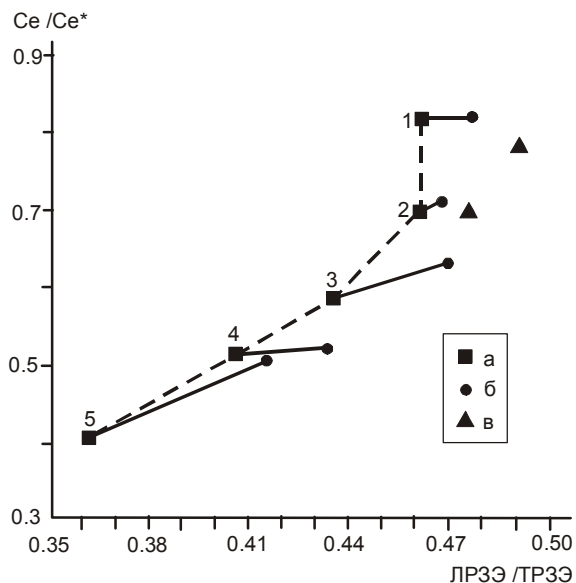


Рис. 8. Изменение спектров РЗЭ в отложениях ст. 3874, Гватемальская котловина, в координатах ЛРЗЭ/ТРЗЭ - Ce/Ce* [7].

$$\text{ЛРЗЭ/ТРЗЭ} = (\text{La/La}^{\text{NASC}} + \text{Pr/Pr}^{\text{NASC}} + \text{Nd/Nd}^{\text{NASC}}) / (\text{Er/Er}^{\text{NASC}} + \text{Tm/Tm}^{\text{NASC}} + \text{Yb/Yb}^{\text{NASC}} + \text{Lu/Lu}^{\text{NASC}}); \text{Ce/Ce}^* = 2\text{Ce/Ce}^{\text{NASC}} / (\text{La/La}^{\text{NASC}} + \text{Nd/Nd}^{\text{NASC}}).$$

1–3 – МК разного размера (мм): 1 – 0,25–0,05, 2 – 0,5–0,25, 3 – более 0,5; 4 – железо-марганцевая конкреция; 5 – осадок; а – вытяжки Честера; б – валовые пробы; в – гидрогенные железомарганцевые корки полигона MANOP, Site H [29].

Более достоверное представление о генезисе рудного вещества можно получить при исследовании спектров редкоземельных элементов (РЗЭ) в МК. Известно [5], что РЗЭ не имеют собственных фаз в Fe-Mn-образованиях: они тесно коррелируются с Fe, а их состав однозначно свидетельствует о генезисе оксигидроксидных образований в пелагиали океана. Основным показателем гидрогенности материала является положительная аномалия церия, тогда как в гидротермальном рудном веществе цериевая аномалия обычно отрицательная.

С помощью масс-спектрометрического метода с индуктивно связанной плазмой впервые было проведено изучение РЗЭ в микроконкрециях разного размера [6, 7, 25–27]. Некоторые результаты представлены на рис. 8 и 9.

Станция 3874 расположена в Гватемальской котловине Тихого океана (рис. 1). Это биологически продуктивная зона с гидрогенно-гидротермальной поставкой рудного вещества [16]. Соотношение содержаний РЗЭ в вытяжках Честера, как и для валовых проб, закономерно меняется в ряду от наиболее мелких МК (0,25–0,05 мм) к более крупным МК (соответственно 0,5–0,25 и крупнее 0,5 мм) и далее к макроконкрециям и осадкам [7, 25]. Максимальное обогащение церием и легкими РЗЭ характерно для

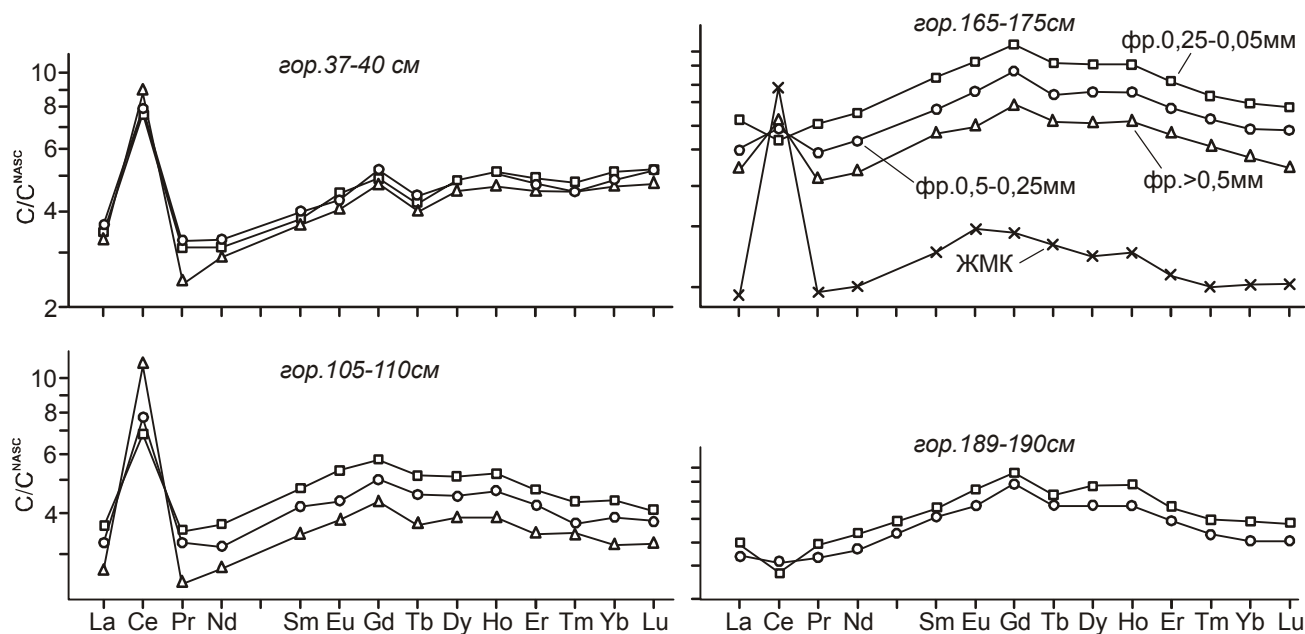


Рис. 9. Изменение спектров РЗЭ в различных фракциях МК и в макроконкрециях (ЖМК) на ст. 35, Южная котловина [26, 27].

самой мелкой фракции микроконкреций (рис. 8). В реакционноспособной части различия в составах РЗЭ более значимы, следовательно причина различий находится именно в реакционноспособной части рассматриваемых образований.

Для сравнения на рис.8 приведены составы гидрогенных рудных корок [29] с полигона MANOP Site H в Гватемальской котловине. Оказалось, что составы этих корок по РЗЭ весьма близки к составам мелких фракций МК. Если железо-марганцевые корки отражают гидрогенный фон, тогда самые мелкие фракции МК содержат в наибольшей степени гидрогенные оксигидроксиды железа. По мере увеличения размера МК в них возрастает доля диагенетической поставки вещества, и они всё более приближаются к составу конкреций и вмещающего осадка [7].

Следовательно, исходя из спектров РЗЭ, в районах субокислительного диагенеза и гидротермального влияния МК являются более гидрогенными образованиями, чем конкреции. Причины такого различия, по-видимому, заключены в большей подвижности при диагенезе гидрогенных оксигидроксилов железа, чем гидротермальных [6, 7]. Вероятно, определенную роль играет и фактор времени. Поскольку время роста МК намного меньше, чем макроконкреций, гидротермальные оксигидроксиды железа в осадках также получают возможность участвовать в формировании макроконкреций.

Станция 35 расположена в биологически непродуктивной зоне Южной котловины Тихого океа-

на (рис. 1), но также с гидротермальной поставкой рудного вещества, как и в Гватемальской котловине. Были изучены спектры РЗЭ в разных фракциях МК [26, 27] из четырех горизонтов эвпелагических глин. Определено (рис. 9) ,что в МК с гор. 37–40 см практически нет различий в спектрах РЗЭ микроконкреций разных фракций и выявлена положительная цериевая аномалия. Все это свидетельствует о гидрогенном характере МК данного горизонта. Однако, по мере роста гидротермального влияния вниз по разрезу (использован критерий $Al/(Al+Mn+Fe)$ для осадков) наблюдается постепенное уменьшение цериевой аномалии в тонкой фракции МК по сравнению с более крупными фракциями, а максимальная положительная аномалия церия характерна для макроконкреций.

Таким образом, в противоположность Гватемальской котловине более мелкие МК в осадках биологически непродуктивной зоны Южной котловины оказались наименее гидрогенными. Вероятная причина этого – подавленность редукционных процессов в биологически непродуктивных зонах, когда диагенетический механизм перераспределения рудных компонентов практически не работает. В таких условиях степень гидрогенности диктуется временем пребывания МК разного размера в геохимически активной поверхностной пленке осадков. Самые мелкие МК в основном формируются за счет лабильной составляющей осадков, тогда как дополнительным источником роста более крупных МК (и макрокон-

креций) может служить гидрогенное вещество, поступающее непосредственно из придонной воды.

Для палеоокеанологических целей важно подчеркнуть, что изучение соотношения содержаний РЗЭ в микроконкрециях разных фракций позволяет выявлять этапы гидротермальной активности и оценивать динамику поставки эндогенного и диагенетического рудного вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное исследование статистически достоверного материала показало, что МК являются протосингенетическими образованиями. Они формируются как на взвеси в водной толще, так и в поверхностной пленке жидкого осадка на разделе вода – дно. МК распределены крайне неравномерно на площади, занятой одним типом осадка. Отсутствуют четкие тенденции уменьшения или увеличения количества МК вниз по разрезу окисленных осадков одного типа. Число МК резко увеличивается на поверхностях перерывов седиментации за счет суммирования разновозрастных актов роста МК за время перерыва и плавно варьирует при постепенном изменении скорости осадкообразования. Нет прямых корреляций между химическим составом МК и вмещающих осадков. В пределах одной пробы размеры МК заметно различаются. Локально протекающие в пелагических осадках восстановительные процессы не обеспечивают в полной мере диагенетическую ремобилизацию рудных компонентов, необходимых для образования МК. Всё перечисленное противоречит гипотезе диагенетического механизма формирования МК. На стадии диагенеза МК теряют воду, постепенно увеличивается степень окисления оксигидроксидов Mn, а в результате твердофазовых процессов и перекристаллизации повышается структурная упорядоченность марганцевых минералов.

Наиболее благоприятные условия формирования МК существуют на разделе вода-дно: это окислительная обстановка, достаточное количество реакционноспособного органического вещества (около 0,5 % остаточного $C_{орг}$) – продуктов жизнедеятельности планктонных и бентосных сообществ, перемешивание осадочного материала бентосными организмами и придонными течениями, поступление рудных элементов из водной толщи и за счёт локально протекающих в осадке окислительно-восстановительных процессов. В частности, по ходам илоедов и вокруг отмерших бентосных организмов создается восстановительная микросреда, что приводит к обесцвечиванию осадков за счет выноса Mn, Ni и Co. За пределами таких участков (в окислительной обстановке) Mn и связанные с ним элементы трансформируются в оксигидроксиды с образованием рудных

микростражений. Благоприятным показателем являются также низкие скорости седиментации, отражающие конечный результат взаимодействия экзо- и эндогенных факторов осадконакопления за определенный промежуток времени. В общем случае дальнейшая судьба сформированных МК определяется условиями захоронения: МК длительное время не меняют форму, размер, цвет, характер поверхности в окислительной обстановке. Однако по мере старения в них трансформируется минеральный состав, увеличивается степень окисления оксигидроксидов Mn. МК частично растворяются или наращивают рудные оболочки в субокислительной среде. МК полностью растворяются в восстановительных условиях.

Кроме расшифровки современных условий седиментации, палеоокеанологический смысл изучения марганцевых микроконкреций заключается в следующем.

1. Число МК или их суммарная масса позволяют выявлять скрытые перерывы седиментации в литологически однородных толщах.

2. Кривые распределения в разрезах средней массы единичной МК отражают тенденции изменения скоростей седиментации, что особенно важно для “немых” толщ, т. е. для разрезов пелагических глин без определяемых биогенных остатков.

3. В минеральном составе МК заложена информация об относительных размерах и гидродинамике палеобассейнов, о предполагаемой палеопродуктивности поверхностных вод.

4. Спектры РЗЭ в разных фракциях МК позволяют судить о генезисе исходного рудного вещества и выявлять периоды гидротермальной деятельности.

5. Поскольку МК в основном образуются на разделе вода-дно, они имеют краткий период формирования и адекватно отражают в своем составе в момент зарождения вариации фациальных обстановок, скорости седиментации, условий сингенеза, т.е. являются высокоинформативным объектом при изучении условий осадконакопления.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 97-05-64346.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
2. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
3. Грамм-Осипов Л.М., Петрова В.В., Волкова Т.И., Тищенко П.Я. Изменение степени окисления марганцевых микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана // Геохимия. 1987. № 6. С. 862–868.
4. Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И., Свальнов В.Н., Соколова А.Л., Сивцов А.В., Карпова Г.В. Марганцевые минералы Fe-Mn-микроконкреций в осадках

- центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 17–39.
5. Дубинин А.В., Волков И.И. Механизм накопления редкоземельных элементов на гидроксидах Fe в океане // Геохимия. 1989. № 8. С. 1089–1100.
 6. Дубинин А.В., Свальнов В.Н. Микроконкреции Гватемальской котловины: геохимия редкоземельных элементов // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 5. С. 473–479.
 7. Дубинин А.В., Свальнов В.Н. Дифференциальная подвижность оксигидроксидов железа в процессах образования микро- и макроконкреций (на примере Гватемальской котловины Тихого океана) // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 1. С. 100–103.
 8. Лисицын А.П. Палеоокеанология // Геология океана: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 386–406.
 9. Ляпин А.Б. О вкладе микроконкреций в химический состав осадков рудной провинции Кларифон-Клиппертон // Океанология. 1989. Т. 29, № 3. С. 453–458.
 10. Морозов А.А. О механизме фиксации Mn и Fe на поверхности железо-марганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 3. С. 688–692.
 11. Савенко В.С. Биогенная седиментация, диагенез и генезис пелагических железо-марганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 2. С. 431–434.
 12. Свальнов В.Н., Новикова З.Т., Казакова В.П. Состав крупноалевритовой фракции осадков // Железо-марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 127–134.
 13. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
 14. Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т. Марганцевые микроконкреции. Сообщение 1. Общая характеристика и распределение в пелагических осадках // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 3–20.
 15. Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т. Марганцевые микроконкреции. Сообщение 2. Состав и происхождение // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 32–50.
 16. Свальнов В.Н. Валовый химический состав осадков Гватемальской котловины // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 3. С. 295–316.
 17. Свальнов В.Н., Новикова З.Т., Минеральный состав осадков Гватемальской котловины // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 4. С. 362–378.
 18. Свальнов В.Н., Горшков А.И., Успенская Т.Ю., Сивцов А.В., Ивлиев П.А. Минералогия марганцевых микроконкреций. Сообщение 1. Биологически непродуктивные зоны Мирового океана // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 458–469.
 19. Свальнов В.Н., Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В., Ивлиев П.А. Минеральный состав марганцевых микроконкреций. Сообщение 2. Биологически продуктивные зоны Индийского и Тихого океанов // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 636–648.
 20. Степанов В.Н. Мировой океан: Динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 256 с.
 21. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.
 22. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
 23. Холлистер Ч.Д., Науэлл А.Р., Джумарс П.А. Неспokoйные глубины // В мире науки. 1984. № 5. С. 4–16.
 24. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor. Wash.: D. C. Nat. Sci. Found. 1972. P. 140–166.
 25. Dubinin A.V., Sval'nov V.N., REE geochemistry in nodule formation processes in surface sediments of Guatemala Deep, Pacific Ocean // Miner. Mag. 1994. V. 58 A. P. 243–244.
 26. Dubinin A.V. Sval'nov V.N. Micronodules in pelagic sediments with hydrothermal material // Abstract Book of 16th Regional Meeting of Sedimentology, Aix – les – Bains, 1995. P. 61.
 27. Dubinin A.V., Sval'nov V.N. Paleoevents in sedimentation recorded by authigenous mineralization // J. of V.M.Goldschmidt Conference Abstracts (Cambridge Publications), 1996. V. 1, N 1. P. 146.
 28. Matsumoto K. On the manganese and manganese micro-particle in sea water // Chikyukagaku (Earth Science). 1972. V. 26, N 58. P. 40–50.
 29. Murphy K., Dymond J. Rare earth element fluxes and geochemical budget in the eastern equatorial Pacific // Nature. 1984. V. 307, N 5960. P. 444–447.
 30. Murray J., Renard A.F. Reports on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1872 to 1876. L.: Longmans, 1891. 525 p.
 31. Sugisaki R., Ohashi M., Sugitani K., Suzuki K. Compositional variations in manganese micronodules: a possible indicator of sedimentary environments // J. Geol. 1987. V. 95, N 4. P. 433–454.

Поступила в редакцию 28 марта 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.N. Svalnov

The oceanic manganese micronodules as indicators of sedimentation conditions

On the basis of comprehensive investigations of protosyngenetic manganese micronodules it is shown that they are formed mainly at the water-sediment interface, and have a short history of formation. They are very sensitive to changes of the environment, sedimentation rate, and conditions of syngensis. These changes are adequately reflected in the micronodule composition in the moment of their incipience, that is, micronodules are a reliable target for investigation of sedimentation conditions.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК [550.814:553.078](571.56+571.62)

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АЭРОГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.В. Горошко, Г.Б. Соломатин, В.В. Николаев

Государственное Федеральное Унитарное Предприятие «Таежгеология», г. Хабаровск

В статье на примере юго-восточной части Сибирской платформы показана принципиальная возможность применения материалов аэрогаммаспектрометрической съемки в целях предварительного металлогенического районирования слабо изученных на редкие и радиоактивные элементы (U, Zr, Ta, Nb, TR, Mo и др.) территорий на основе обработки аэрогаммаспектрометрических данных по различным программам и уточнения структурно-тектонических построений по результатам интерпретации аэромагнитных и гравитационных полей.

Выделены крупные металлогенические подразделения трех металлогенических эпох: ранне-позднепротерозойской, позднепалеозойской и позднемезозойской: Тыркано-Маймаканская рудоносная система, Аимо-Алданская и Тыркандинская рудоносные области. В свою очередь, в их пределах выделяются более мелкие металлогенические подразделения: рудные районы, узлы и поля. Определена металлогеническая специализация районов, узлов и полей.

Ключевые слова: аэрогамма-спектрометрическая съемка, радиогеохимическое и металлогеническое районирование, металлогенические эпохи, юго-восточная часть Сибирской платформы, Дальний Восток, Россия.

ВВЕДЕНИЕ

В 1995–1999 гг. ГП "Таежгеология" проводила мелкомасштабные прогнозно-геологические работы, охватывающие центральную и восточную часть Алданского щита на площади около 300 тыс. км². При этом ставилась цель – на основе обобщения и анализа геолого-геофизических материалов различных масштабов провести металлогеническое районирование территории Алданского щита на уран и другие сопутствующие ему полезные компоненты: золото и редкоземельно-редкометаллльные элементы.

Были обобщены и проанализированы материалы аэрогеофизических съемок масштабов 1:25 000 – 1:200 000 и гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 – 1:1 000 000, выполненные в различные годы ГП "Таежгеология", "Невскгеология" и ГПП "Дальгеофизика".

Увязка аэроматериалов проводилась по секущим маршрутам, перекрытиям площадей или участкам общей границы. Поправки в АГСМ-карты по

разным участкам составили: по урану – от –1,4 до +0,4 г/т, торию – от –6,0 до +10,0 г/т, калию – от –0,8 до +2,1%, в магнитное поле – от –60 до +320 нТл. Достоверность результатов АГСМ-съемок определялась градуировкой аэроспектрометров на эталонных участках Якоцит, Бира и др., подготовленных по единой методике. Точность определения естественных радиоактивных элементов не хуже установленной технической инструкцией.

В процессе работ АГС- и магнитные данные были введены в ЭВМ, что позволило провести различные преобразования и анализ физических полей с составлением единых, увязанных по уровню карт содержаний урана, тория, калия и магнитного поля практически на всю площадь прогнозно-геологических работ.

Дальнейшая обработка геофизических данных (АГС, магнитные) проводилась по обрабатываемым программам на ЭВМ.

Обработка аэрогамма-спектрометрических материалов проводилась по принципиально новой

методике факторного анализа (программа ANFAC), с привлечением карт отношений радиоэлементов. При использовании компонентного анализа извлечение поисковой информации из АГС-данных существенно расширилось и вместе с тем упростилось, благодаря использованию различных карт трансформаций. Использование программ факторного анализа связано с разложением суммарного поля радиоактивных элементов на аномальную и фоновую составляющие, что облегчило процедуру выделения аномалий в целях радиогеохимических построений.

Для обработки карт магнитного поля использовались количественные расчеты магнитных аномалий, а при выделении неоднородных в тектоническом отношении участков был проведен погоризонтный анализ направленности изолиний двумерной автокорреляционной функции (ДАКФ). Считалось, что резкое изменение направленности аномалий ДАКФ в интервале «исходное поле – пересчет на 10 км» характерно для блоков неоднородного строения.

По результатам количественных расчетов магнитных аномалий построена карта изопахит платформенного чехла.

Для интерпретации материалов широко использованы собственные данные, фондовая и опубликованная литература по физическим свойствам горных пород [5, 8, 13, 19].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Площадь работ охватывала Центральнo-Алданский, Суннагинский, Идюмо-Хайканский, Тьрканский, Батомгский блоки Алданского щита, протерозойский Улканский вулканогенный прогиб, Учуро-Майскую впадину рифейского заложения, южное замыкание Юдомо-Майского перикратонного прогиба, частично – Билякчанский раннепротерозойский прогиб с Майским выступом докембрийского фундамента, раннедокембрийскую Становую складчатую область.

Принятое геолого-структурное районирование территории, в основном, отвечает широко известным и устоявшимся геологическим представлениям, основанным на практике среднемасштабного геокартирования. Вместе с тем, учтены новые данные, полученные в процессе поисково-оценочных, аэрогеофизических и геолого-прогнозных работ последних десятилетий, а также результаты анализа и обобщения имеющихся опубликованных и фондовых материалов.

В числе древнейших структурных элементов архейского фундамента выделены ядра литоплинтов ранней генерации, представленные Нимнырским, Сутамским, Верхнетимптонским, Тьрканским и Верх-

неутукачанским блоками иенгрской складчатой системы. Литоплинты поздней генерации представлены Тимптонской, Иджекской, Альванарской, Хайканской, Суннагинской, Омнинской, Батомгской зонами, Ингилийским выступом и Омнинским куполовидным поднятием тимптоно-желтулинской складчатой системы [14].

В пределах Становой складчатой области выделены выступы нижнеархейского складчатого основания Джугджурский и Брянтинский, и верхнеархейские блоки Удско-Майский, Купуринский, Иликанский. Структурно-стратиграфические соотношения становид и алданид остаются во многом дискуссионными и при настоящей степени изученности далеки от разрешения.

Литолого-стратиграфические комплексы и складчатая структура тимптоно-желтулинской системы, а также ее структурные соотношения с иенгрским складчатым фундаментом наиболее полно изучены в пределах Эльконского и Дес-Леглиерского синклиналиев на восточном и юго-восточном обрамлении Нимнырского блока [2, 16, 22]. Имеющийся фактический материал позволяет аппроксимировать иенгрскую и тимптоно-желтулинскую складчатые системы структурными ярусами в разрезе архея. Граница между этими ярусами располагается в основании федоровской серии, представляющей нижнюю часть тимптоно-желтулинского структурно-вещественного комплекса. Картирование федоровской серии и ее стратиграфических аналогов (альванарской, хударканской, нижнесуннагинской, среднекюрканской, одолинской свит) облегчается их карбонатно-базитовым составом, обусловившим относительно повышенную магнитную восприимчивость горных пород и выделение их в магнитном поле в виде системы магнитомаркирующих горизонтов и пачек (рис. 1). Морфология аномальных зон позволила определиться с условиями залегания магнитомаркирующих горизонтов и толщ. В частности, полноскладчатая Тимптонская зона во всей области своего развития характеризуется интенсивно дифференцированным напряженным магнитным полем. Тьркандинская зона характеризуется существенно моноклиналим залеганием магнитоактивных пачек, что объясняет четко выраженный полосовой, линейный характер магнитных аномалий [3, 5].

В западной части Учуро-Тьрканского блока линейно-фестончатыми аномальными полями картируются центриклинально замыкающиеся линейные синклинали, выполненные породами хударканской свиты, несогласно перекрывающей купольно-блоковые иенгриды, представленные тьрканской свитой. В силу своих крупных масштабов характеризуемая магнитомаркирующая толща отчетливо прослеживается под платформенными образованиями Учуро-

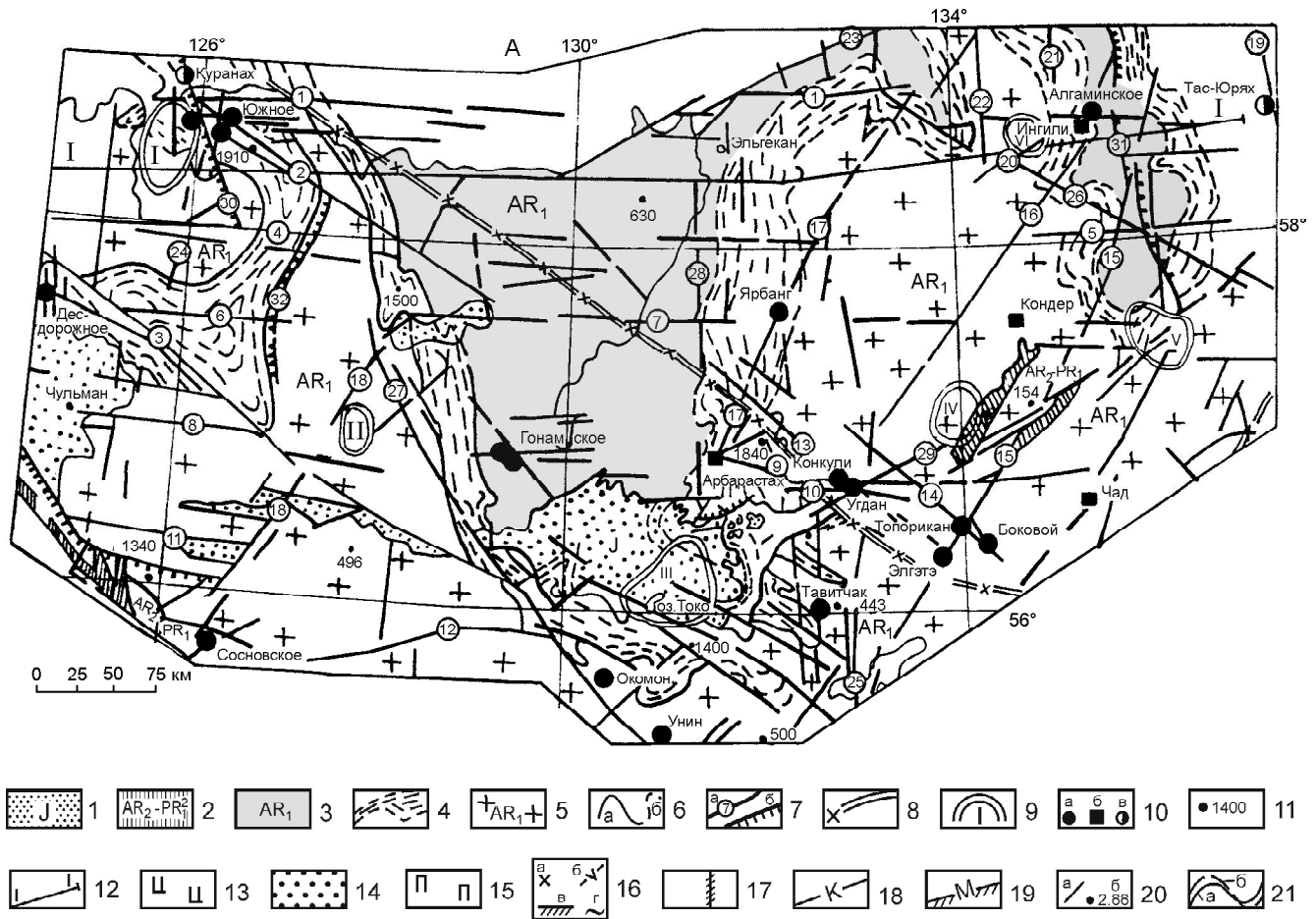


Рис. 1. Схема строения кристаллического фундамента центральной и восточной частей Алдано-Станового региона по геолого-геофизическим данным (А). Геолого-геофизический разрез по линии I – I (Б).

А) Условные обозначения на плане:

1 – мезозойские впадины; 2 – чумиканский структурно-вещественный комплекс шовных прогибов; 3 – тимптоно-желтулинский структурно-вещественный комплекс; 4 – магнитомаркирующий горизонт, сложенный мраморно-базитовыми и сланцев-гнейсовыми формациями федоровского структурно-вещественного комплекса; 5 – нижний структурный ярус, представленный иенгрским и курультино-гонамским структурно-вещественными комплексами; 6 – границы магнитомаркирующего горизонта (а), в т.ч. выделенные под чехлом платформенных отложений (б); 7 – основные разломы, выделенные по комплексу радиогеохимических и геофизических признаков и подтвержденные результатами поисковых и геологоразведочных работ (а): 1 – Североалданский, 2 – Русский (зоны Южная, Надеждинская, Федоровская и др.), 3 – Хаирский, 4 – Нимырский, 5 – Кавальканский; 6 – Хатыминский; 7 – Кет-Капский; 8 – Анамжакский, 9 – Толукский, 10 – Саргаттинский, 11 – Окурданский; 12 – Становой, 13 – Угданский; 14 – Улканский, 15 – Удыхыно-Маймаканский, 16 – Учуро-Майский, 17 – Аимо-Токинский, 18 – Гынымо-Хугдинский; 19 – Бурхалинский, 20 – Ингилийский, 21 – Маймакано-Хандыгский, 22 – Томпо-Устьмайский, 23 – Легденский, 24 – Центрально-Алданский (зоны Секушая, Ветвистая, Веселая и др.); 25 – Уянский (зоны Хоиктинская, Тавитчакская и др.); 26 – Среднемайский; 27 – Тыркандинский; 28 – Учурский; 29 – Чумиканский; надвиги (б): 30 – Куранахский, 31 – Нелькан-Билляхский, 32 – Тимптонский; 8 – разломы мантийного заложения, разделяющие блоки земной коры различной мощности; 9 – интенсивные минимумы гравитационного поля, соответствующие подкоровым узлам разуплотнения: I – Якутский, II – Верхнегынымский, III – Токинский, IV – Томптоканский, V – Нельканский, VI – Малокандынский; 10 – месторождения, рудопроявления урана (а), уран-редкометалльные – U, Zr, Ta, Nb, Pt (б), золота (в); 11 – среднее значение магнитной восприимчивости метаморфических образований в геолого-структурных блоках; 12 – линия геолого-геофизического разреза I – I;

Б). Условные обозначения к разрезу:

13 – блоки, насыщенные малоплотными магматическими очагами и интрузивами мезозойского комплекса; 14 – платформенные образования и отложения протерозойских прогибов; 15 – инъективные коро-мантийные структуры, представленные зонами и центральными массивами щелочного-ультраосновного состава; 16 – структурно-вещественные комплексы архея: а) курультино-гонамский, б) иенгрский, в) федоровский, г) тимптоно-желтулинский; 17 – тектонические нарушения; 18 – поверхность Конрада; 19 – поверхность Мохоровичича; 20 – плотностные границы (а), подобранные значения плотности (б); 21 – графики Δg (а – исходное поле, б – расчетная кривая).

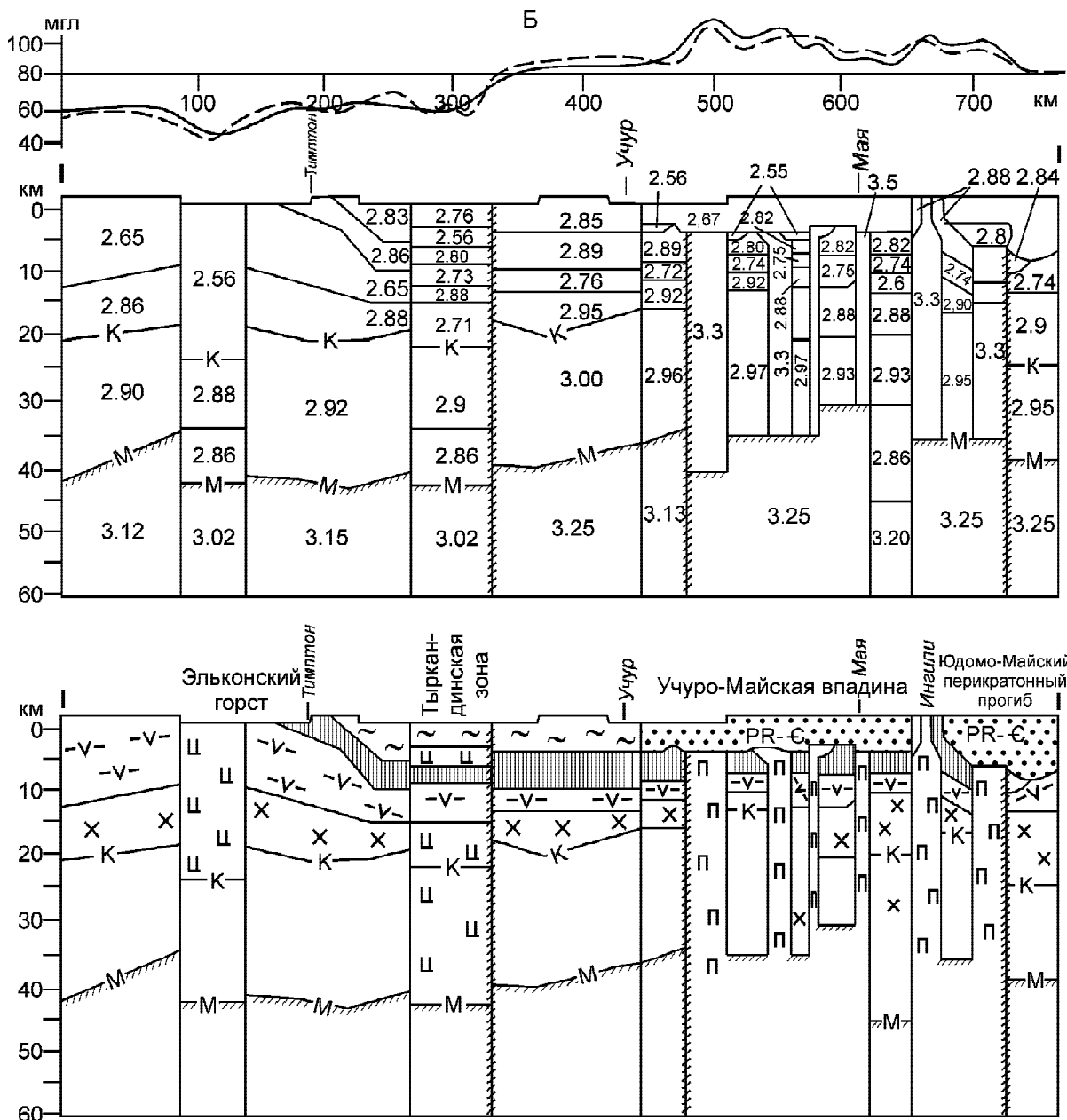


Рис. 1. Продолжение.

Майского прогиба вплоть до Нелькан-Билияхского субмеридионального-ССЗ линеамента, фиксирующего западный борт Юдомо-Майского перикратонного прогиба [3].

Региональный синклиновый характер Тимптоно-Джелтулинской складчатой системы подтверждается количественной интерпретацией гравитационного поля по широтному разрезу, от Эльконского синклинория на западе до Ингулийского массива на востоке (рис. 1). В соответствии с расчетами, подошва федоровской серии в центральных частях мега-синклинориев погружается до глубины 6 км от по-

верхности. Магнитомаркирующая толща тимптоно-желтулинского СВК в зоне Тьрандинского разлома контролирует положение рудоносных площадей – Эльконской, Чайдахской, Гонамской, Тьранко-Учурской, Идюмо-Хайканской и др.

В последнее время многие геологи, изучающие докембрий Алданского щита (А.М. Ларин, Н.В. Попов, В.И. Березкин и др.), высказывают мнение о раннепротерозойском возрасте пород тимптоно-желтулинского структурно-вещественного комплекса [11, 16, 23].

Позднеархейские шовные прогибы и грабен-синклинорные зоны, установленные в западной части Батомгского блока, выполнены зеленокаменными графитсодержащими толщами фибролитовых и двуслюдяных сланцев и гравелистых мусковитовых и двуслюдяных метапесчаников чумиканской серии.

Кроме того, в составе чумиканской серии выделяются амфиболиты, гранат-двуслюдяные гнейсы, прослои тремолитовых и диопсидовых мраморов, метапесчаники и метаконгломераты. Суммарная мощность отложений чумиканской серии превышает 2500 м. Грабен-синклинорные зоны ограничиваются СВ разломами, круто падающими на юго-восток и выполненными милонитами и диафторитами по архейским гнейсам. В пределах грабенов в породах чумиканской серии развиты крутые моноклинали с приразломными складками и зоны крутых изоклинальных складок, опрокинутых на северо-запад. Позднеархейские прогибы и грабен-синклинории, выполненные графитсодержащими породами низких степеней метаморфизма, имеют важное значение в качестве одного из определяющих факторов локализации месторождений “типа несогласия” в зонах рифейских структурно-стратиграфических несогласий (ССН).

Раннепротерозойские структуры представлены Улканским вулканогенным прогибом. В основании разреза в Улканском прогибе выделяется гекунданский комплекс габбродиабазов, свидетельствующий о глубинной природе раннепротерозойских структур. Осадочно-вулканогенный разрез Улканского прогиба представлен (снизу вверх) топорицанской свитой аркозовых метапесчаников и улканской серией в составе улканской свиты (песчаники, трахибазальты) и элгэтэйской свиты (туфопесчаники, трахидациты, трахилипариты). Широко распространен элгэтэйский комплекс субвулканических интрузий и экструзивно-жерловых образований. В центральной части Улканского прогиба развиты интрузивные массивы щелочных гранитов и монзонитов, сопровождаемых зонами фенитизации и разнообразными гидротермально-метасоматическими образованиями.

Характерной особенностью раннепротерозойских вулканогенно-интрузивных формаций является отчетливо проявленная радиогеохимическая специализация в отношении урана, реже – урана и тория, а также редкометалльная и редкоземельная специализация, проявленная в формировании многочисленных рудопроявлений бериллия, ниобия и др. в щелочных метасоматитах и пегматитах [6, 7, 9].

В слиянии рек Улкана, Учюра, Саргатты установлено стратиграфическое перекрытие нижнепротерозойской элгэтэйской свиты уянской серией нижнего рифея [7]. Уянская серия представлена в своей нижней части трахиандезибазальтовой и конгломе-

рато-песчаниковой формациями в составе бириндинской свиты (0–150 м), далее – формацией олигомиктовых песчаников с золотоносными конгломератами в основании разреза, относимой к конкулинской свите (950 м), и карбонатно-песчаниково-алевролитовой формацией адаргайской свиты (до 180 м).

Разрез уянской серии по ряду признаков (золотоносность базальных толщ; медная, баритовая минерализация в тектонически нарушенной верхней части разреза, преимущественно олигомиктовый состав и большая мощность, превышающая 1,2 км) сопоставим с алевролитопесчаниковыми толщами поярковского протоавлакогена, представленного в пределах рассматриваемого региона Атугей-Нуямским, Давангра-Хугдинским, Мевочанским грабенами. По результатам количественной интерпретации геофизических аномалий предполагается продолжение грабен-синклинорных прогибов в ССВ направлении, где они уходят под платформенные отложения учурской серии в западной краевой части рифейского Учуро-Майского прогиба. В частности, здесь, по данным магниторазведки, выделены Юрехтэнский, Аимский, Чагдала-Метропольский, Мар-Кюельский, Алгомский, Нингам-Токинский и Муламский прогибы (рис. 2). Фрагмент западного борта Юрехтэнского прогиба в правобережье низовьев р. Учур представлен выходами медистых олигомиктовых песчаников и конгломератов предположительно конкулинской свиты, вверх по разрезу перекрытой известково-песчаниковой гонамской свитой. Неполная мощность конкулинской свиты достигает 300 м. В основании разреза выходит пачка кварцевых порфиров мощностью около 10 м, возможно, представляющая собой структурный выход элгетейской свиты [4, 14].

Обращает внимание частичное наследование раннерифейскими (конкулинскими) авлакогенами раннепротерозойских структур, например, в области полициклического Улканского прогиба, на восточном продолжении которого олигомиктовые метапесчаники конкулинской свиты слагают цепочку линейных грабенов в зоне субширотного Чадского глубинного разлома. Кроме того, отмечается смещение области развития раннерифейских прогибов в плане к центральным зонам тимптоно-желтулинского мегасинклинория, что также может являться одним из признаков геолого-структурной унаследованности архейских тектонических дислокаций раннерифейскими (конкулинскими).

Окончательная консолидация региона и переход к платформенному этапу развития происходит на рубеже формирования учурской серии рифея [14]. В основании платформенного чехла залегает гонамская свита. Платформенные отложения слагают обширный Учуро-Майский прогиб, который Омнинским поднятием расчленяется на две части – запад-

ную, сложенную уянской и учурской сериями, и точную, сложенную айманской, керпыльской, ландинской и уйской сериями рифея.

Максимальное погружение, сопровождавшееся накоплением средне- и верхнерифейских отложений и мощным верхнерифейским диабазовым магматизмом, происходило в Юдомо-Майском перикратонном прогибе. Силлы и дайки диабазов улаханбамского комплекса образуют здесь несколько субмеридиональных поясов, сопряженных с Биллях-Нельканским трансрегиональным разломом.

На рубеже рифея-венда развивается Ингилийское поднятие с одноименным массивом ультраосновных-щелочных пород в центральной части. Массивы пород аналогичного формационного типа развиваются в пределах Аимо-Токинского разлома (Арбарастах), определяя позднерифейскую редкометалльную металлогеническую эпоху [7, 9].

В северо-восточной части Юдомо-Майского прогиба выделяется венд-кембрийское Нетское поднятие, сложенное уйской серией рифея.

Венд-кембрийские отложения развиты на площади Алданской плиты значительно шире рифейских, выполняя самостоятельные прогибы – Гынымский, Южноякутский, а также слагая многочисленные эрозионные останцы на плоских вершинах Алданского нагорья.

В центральной части Учуро-Майской впадины венд-кембрийские погружения имеют унаследованный характер, развиваясь на флангах рифейских структур. К таковым относятся, например, Мар-Кюельская и Аимская впадины.

Первая интенсивная фанерозойская тектономагматическая активизация (ТМА) Алданского щита проявилась в девоне – карбоне [4]. Она сопровождалась подновлением СВ разломов и внедрением гигантских даек диабазов. Активизация сопряжена с формированием рифтогенных и складчато-надвиговых структур в соседнем Юдомо-Майском перикратонном прогибе.

Мезозойская тектономагматическая активизация привела к заложению угленосных наложенных впадин, к подновлению большинства существовавших разломов и формированию тектономагматических узлов и зон с соответствующим оруденением. [1, 5, 21]. В южной и восточной частях территории процессы ТМА были тесно связаны с развитием прогибов на границе с Амурским геоблоком и с формированием окраинно-континентальных вулканогенных поясов. Особенности ТМА центральной части территории определяют различия в металлогении и рудоносности центральных областей Алданского щита и его периферии. В развитии мезозойской ТМА выделяется два этапа – ранний (J_1 - J_2) и поздний (J_3 -

K_1). К раннему этапу относится формирование угленосных прогибов к северу от Чульмано-Гертандинской системы разломов и внедрение малых интрузий ороченского (гранит-граносиенитовый формационный ряд) и кет-капского (диорит-сиенитовый формационный ряд) комплексов. В южной и центральной частях площади располагаются наиболее крупные угленосные впадины: Чульманская, Токинская, Ытымджинская, Гонамо-Нуямская, и мелкие приразломные впадины: Гувилгринская, Токарикская, Кун-Маньенская. В центральной части площади, в Нимыро-Кеткапской зоне дислокаций, располагается Верхнегынымская впадина. В северной части, в зоне Североалданского разлома, проявлены Якокутская и Куранахская впадины, а также отдельные погружения в северной и северо-восточной частях региона – в пределах Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны и в тектонически осложненном южном крыле Среднеленской синеклизы, в районе Легденского горста (рис. 1, 4).

Второй этап мезозойской ТМА характеризуется развитием гипабиссального магматизма и общей инверсией тектонических движений [5, 14]. Последовательность магматизма следующая: 1) лейцитит-трахитовая формация; 2) формация щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов (алданский комплекс); 3) щелочно-гранитовая (эльконский комплекс) [21]. На востоке территории, в области сопряженной активизации, развиты образования диорит-гранодиоритовой формации урахаинского комплекса (Ставец, 1982).

В мезозойской активизации Становой области также выделяются два этапа, соответствующие по времени проявления центральноалданским. С первым из них связано становление пояса гранитоидных плутонов на фоне сводово-глыбовых движений. Второй этап проявился в форме локального впадинообразования и линейно-прерывистых плутоногенно-вулканогенных ареалов талгыгского и ираканского комплексов [14].

В области ТМА Алданского щита выделяются следующие тектономагматические узлы (ТМУ), представленные интрузивно-гипабиссальными образованиями: Центрально-Алданский (в пересечении Североалданской и Центральноалданской зон разломов), Эвогинский, Тыркандинский (Желтулакский), Омнинский узлы и Кет-Капская зона магматизма (в Нимыро-Кеткапской и Олекмо-Тимптонской зонах разломов), Ломамский (Чайдахский) и Гонамский узлы (в пределах Чульмано-Чадской зоны разломов). Результаты интерпретации АГСМ-данных в целом подтверждают известные представления о контроле мезозойских магматических узлов ортогональной сетью разломов [21]. В то же время, обращает на себя внимание приуроченность крупнейших

тектоно-магматических узлов к тектонически нарушенной юго-западной границе тимптоно-желтулид, где в пределах северо-западной полосы шириной 70–130 км проявлены четыре из наиболее крупных и дифференцированных ТМУ – Центрально-Алданский, Тыркандинский, Ломамский (Чайдахский) и Гонамский. Контрастные крупноамплитудные перемещения тектонических блоков здесь происходили уже на первом (J_1 - J_2) этапе активизации, поскольку все перечисленные ТМУ сопровождаются юрскими наложенными впадинами – Якокутской, Верхнегынымской, Ытымджинской и западной частью Токинской впадины. На юго-восточном фланге рассматриваемая зона активизации проявлена в становидах, в полосе Окононского разлома.

Расположенные в центральной части рифейского Учуро-Майского прогиба Омнинский, Томптоканский тектоно-магматические узлы и Кеткапская зона структурно приурочены к крупнейшим Уянскому, Томптокано-Чабдинскому и Кеткапскому разломам.

Тектоническая “рама”, в пределах которой развиваются складчато-блоковые структуры иенгрид и зоны раннеархейской гранитизации, представлена ортогональной сетью разломов [12, 13]. Эти структуры выделяются при интерпретации геофизических данных в виде гравитационных ступеней, ограничивающих “тяжелые”, большей частью не выходящие на дневную поверхность блоки курультино-гонамского структурно-вещественного комплекса (СВК) среди “легких” глиноземисто-кварцитовых, интенсивно гранитизированных иенгрид. В пределах тимптоно-желтулинской системы “тяжелые” блоки представлены карбонатно-базитовыми формациями федоровского и тимптонского СВК. Не менее отчетливо ортогональная сеть разломов проявлена на картах аномальной составляющей урана (ANFAC U) и в магнитном поле. По комплексу геофизических признаков и геологическим данным в пределах изученной территории с севера на юг выделены близкие по морфологии Североалданская, Нимыро-Кеткапская, Олекмо-Хатыминская и Анамжаско-Толукская зоны разломов, а также более сложно построенные Окурданская и Становая.

Североалданский разлом отчетливо проявлен в гравитационном поле. В виде системы кулисообразных ступеней, ограничивающих тяжелые блоки, разлом прослеживается в пределах Алданской плиты, в т.ч. и под платформенными отложениями Учуро-Майской впадины [13]. В басс. р.Тимптон и в пределах Эльконского рудного района разлом четко выделяется аномалиями ANFAC U и уран-калиевого фактора. В Эльконском рудном районе в системе Северо-Алданского разлома детально изучены четыре субпараллельные крутопадающие зоны бластомило-

нитов широтного простирания мощностью в десятки и сотни метров каждая, расположенные с шагом в 7–14 км и, в совокупности со складчатыми структурами, представляющие Североалданскую зону складчато-разрывных дислокаций общей мощностью около 30 км.

Чульмано-Гертандинская система разломов отличается от других широтных разломов постмезозойским временем максимальной активизации и положим падением в южном направлении. По надвигам этой системы блоки архейских пород на десятки километров перемещены на север, образуя тектонические покровы на юрских угленосных образованиях Чульманской и Токинской впадин.

Становая система разломов, представленная Туксаньским, Нижнеларбинским и Становым разломами, в отличие от остальных широтных структур, характеризуется мощным проявлением зеленокаменных диафоритов.

Не менее отчетливо, по данным гравиразведки, проявлены в иенгридах субмеридиональные глубинные разломы. В структурах тимптоно-желтулид такие разломы более отчетливо выражаются в полях аномальных концентраций урана. На площадях, перекрытых платформенными отложениями, ортогональная сеть разломов установлена с использованием количественной интерпретации гравитационных аномалий методом погоризонтного анализа простирания изолиний двумерной автокорреляционной функции (в интервале “исходное поле” – пересчет на 10 км). В результате проведенных работ на площади, в направлении с запада на восток, выделены Центральноалданская, Нуямская, Сеймдже-Оллонгринская, Учурская, Курунгская (Нюкари-Мустаканская), Хоиктинская, Уянская, Томптокано-Чабдинская зоны дислокаций. Кроме того, по геологическим данным в восточной части площади выделены Томпо-Устьмайский, Маймакан-Хандыгский, Бурхалинский и Билякчанский разломы. Юдомо-Майский прогиб с запада ограничивается Нельканским разломом, сопрягающимся с трансрегиональной Билякской зоной разломов в восточном ограничении Сибирской платформы.

Морфология и вещественный состав меридиональных разломов детально изучен в пределах Центрально-Алданского и Тыркано-Учурского районов. Во всех случаях это широкие, от 10 до 30–40 км, полосы сближенных субпараллельных, кулисообразных, нередко ветвящихся крутопадающих зон катаклаза, брекчирования, с признаками древнего заложения и неоднократного подновления. Нередко эти нарушения выступают в роли глубинных блокоограничивающих разломов, например, Якокутский разлом, отделяющий Верхнеякокутский грабен от Эльконского свода-горстового поднятия; Уянская зона

разломов, отделяющая Омнинское поднятие от Мар-Кюельской впадины и др.

Тимптоно-желтулинская система характеризуется интенсивным проявлением диагональной сети разломов. Это, прежде всего, ССЗ Русская и Тыркиндская зоны разломов. Тимптонский надвиг и субпараллельный основному Тыркинскому шву Мамулайский разлом [18]. Из крупнейших разломов СЗ простирания выделяются Улканская зона, наследующая простирание Учурского прогиба, и фрагменты Хаирской зоны разломов, на юго-восточном фланге выделяемые под названием Окононского и Туксаньинского разломов.

Разломы СВ простирания несут признаки рифейской активизации, контролируя ультраосновные-щелочные массивы центрального типа и позднерифейские грабены (Аимо-Токинский, Учуро-Майский, Удыхано-Маймаканский разломы, Гынымо-Хугдинская, Легденская зоны разломов).

Становиды в пределах изучаемой территории характеризуются сетью диагональных разломов, среди которых выделяются межблоковые северо-западные Унахинский, Сугджарский, Окононский глубинные разломы и юго-западные фланги Удыхано-Маймаканского и Гынымо-Хугдинского разломов. Пользуются развитием рудоконтролирующие меридиональные разломы [10, 12].

Особенности глубинного строения территории установлены по гравиметрическим данным с привлечением сейсмических [2, 12, 18]. По этим расчетам поверхность Мохо прослеживается на глубинах 36–39 км – на востоке щита, до 42 км – на западе, и от 38 км – на севере до 43 км – на юге. Поверхность Мохо испытывает локальные подъемы и опускания с амплитудой 2–8 км и с периодами 80–200 км. В соответствии с этими данными, в восточной части Алданского щита, включая Идюмо-Хайканский и Тыркинский блоки, собственно “гранитный” слой на 5 км меньше по мощности, по сравнению с центральной частью щита, а расчетная средняя плотность “гранитного” слоя $G_{cp} = 2,69$ г/см³ свидетельствует о гранито-гнейсовом составе слагающих его образований. Этими особенностями глубинного строения объясняется уменьшение объема гранитоидов в составе ультраметаморфических комплексов восточной и северо-восточной части щита, по сравнению с центральной и юго-западной, наиболее гранитизированной его частью.

Структуры коромантийного заложения представлены региональными разломами, разделяющими блоки земной коры разной мощности, полосовыми зонами разуплотнения и кольцевыми астеносферными структурами [12, 15, 19]. Кроме того, выделяются инъективные коромантийные структуры, представленные кольцевыми интрузиями и штоками ще-

лочно-ультраосновного состава, массивами пироксенитов и горнблендитов, гигантскими дайками диабазов.

Граница раздела областей с разным уровнем поверхности Мохо прослеживается в СЗ направлении вдоль Улканской и Русской зон разломов [18].

Полосовые зоны разуплотнения ориентированы в СЗ и ССВ направлениях. Северо-западные аномальные зоны сконцентрированы в ЮЗ части региона. Наиболее контрастно выделяющаяся аномальная полоса соответствует Становой зоне разломов.

Поперечные зоны разуплотнения субмеридионального – ССВ простирания характерны для участков проявления аналогично ориентированных зон разломов Центрально-Алданского, Гынымо-Хугдинского, Алгомского-Учурского, Уянского и Томпото-Чабдинского.

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Методика районирования

Радиогеохимическое поле региона имеет сложный характер, обусловленный широким проявлением разновозрастных геологических процессов, нарушающих первично-конституциональное распределение радиоактивных элементов.

При анализе карт отчетливо выделяются участки аномальных (> утроенной погрешности измерений) и повышенных (> 1.3 погрешности) содержания радиоактивных элементов, которые, по мнению А.А. Смыслова [17], обусловлены влиянием метаморфических и гидротермальных преобразований горных пород, что в настоящее время является достаточно хорошо установленным фактом. Наложение на неизменные горные породы эпигенетических гидротермально-метасоматических изменений приводит к интенсивной миграции и переотложению радиоактивных элементов при вовлечении в эти процессы значительных объемов земной коры. Поскольку эти изменения связаны, как правило, с внешними, наиболее объемными и малоконтрастными зонами метасоматической колонки, они практически не улавливаются при геологическом картировании поверхности, но успешно выявляются высокочувствительными гамма-спектральными методами за счет нарушения первично-конституциональных связей между радиоактивными элементами. Для выделения аномальных составляющих урана, тория, калия и расчета отношений радиоактивных элементов (Th/U, U×K / Th), дополнительно используемых при радиогеохимических построениях, применена программа ANFAC (анализ факторов).

Районы и участки проявления рудоформирующих эпигенетических процессов, приводящих к воз-

никновению локальных концентраций урана, золота, молибдена и редкометалльно-редкоземельной минерализации, как правило, совпадают с площадями перераспределения радиоактивных элементов, так как обусловлены одними и теми же факторами, а именно – процессами интенсивного эпигенетического преобразования больших объемов земной коры в процессе гидротермально-метасоматической деятельности, сопровождаемыми привнесом ряда элементов вплоть до формирования промышленных концентраций.

Выделенные в результате машинной обработки АГС-данных поля аномальных и повышенных концентраций радиоактивных элементов не располагаются более или менее равномерно по территории карты, а концентрируются в виде отдельных зон, областей и узлов, занимая при этом определенную структурную позицию.

При ранжировании этих полей в иерархической последовательности нами выделяются радиогеохимические зоны, районы и узлы.

Наиболее крупные радиогеохимические подразделения – радиогеохимические аномальные зоны – контролируются крупными зонами разломов с наложенными эпигенетическими гидротермально-метасоматическими процессами, приведшими к формированию первичных ореолов рассеяния главным образом урана и калия в виде широких полей их повышенных содержаний.

Более дробными радиогеохимическими подразделениями являются радиогеохимические районы и узлы, выделяемые в большинстве случаев внутри радиогеохимических зон и приуроченные к узлам и зонам тектонической и тектоно-магматической активизации с интенсивным перераспределением радиоактивных элементов. Узлы обычно являются частью радиогеохимических районов, но иногда приобретают и самостоятельное значение.

Как было сказано выше, радиогеохимические зоны, районы и узлы могут отождествляться с металлогеническими подразделениями, в пределах которых концентрируется ряд рудных месторождений. В некоторых из них уже выявлены промышленные месторождения урана, золота, редких и редкоземельных элементов. Остальные являются, по ряду критериев, потенциально перспективными рудоносными зонами, районами и узлами на целый ряд рудных элементов.

В основу металлогенических подразделений положены рекомендации И. Н. Томсона [20] и выделены следующие соподчиненные металлогенические подразделения: рудоносная зона (область), рудоносная подзона, рудный район, рудный узел, рудное поле. Для каждого металлогенического подразделе-

ния дается ориентировочная площадь (от 150 тыс. км² до 80 км² соответственно).

Восточная часть Алдано-Станового геоблока

В восточной части изученного региона наиболее широкое распространение получили рудные объекты раннепротерозойской, рифейской, в меньшей мере – позднепалеозойской металлогенической эпох. Радиогеохимические аномалии (РГХ) установлены в породах кристаллического фундамента, в терригенно-вулканогенных прогибах раннего протерозоя, в платформенных отложениях рифея – фанерозоя, а также в зонах структурно-стратиграфического несогласия между фундаментом и платформенным чехлом.

В венд-кембрийском плитном комплексе выделена Аимо-Алданская рудоносная область в составе Ингилийского рудного района, перспективных Аимского и Легденского районов, Эльгейского и Кандыкского радиогеохимических полей (рис. 2). Геолого-структурная позиция рудоносной области в целом и отдельных перспективных районов определяется их расположением в зоне влияния Североалданского глубинного разлома и приуроченностью к узлам пересечения с разломами северо-восточной ориентировки – Аимо-Токинским (Аимский РГХ район с расположенным на его периферии Челакинским РГХ узлом), Учуро-Майским (Ингилийский рудный район с Алгоминским уран-циркониевым месторождением).

Ингилийский РГХ район (1200 км²) располагается в юго-восточной части Аимо-Алданской области, в узле пересечения Североалданского разлома с Учуро-Майским диаклазом. Ураноносность Ингилийского РГХ района определяется многочисленными проявлениями уран-циркониевого оруденения в вендских отложениях. Кондиционных параметров редкометалльное оруденение достигает на месторождении Алгоминском в 10–12 км к северо-востоку от Ингилийского ультраосновного-щелочного массива. Калиевые аномалии мало характерны для Ингилийского района и отмечаются лишь на СЗ его периферии, в связи с выходами пород лахандинской свиты рифея среди вендских отложений.

В 20 км к северо-востоку от Ингилийского района выделяется аналогичное ему по контрастности аномалий Кандыкское РГХ (85 км²) поле.

Аимский РГХ район (3000 км²) располагается в западной части Аимо-Алданской области. Контурь района определяются Аимо-Токинским разломом и выходами битуминозных доломитов нижнего кембрия. В юго-восточной части района выделяется Челакинский РГХ узел (80×15 км), объединяющий наиболее контрастные урановые аномалии. В своей СВ части аномальная зона следует вдоль дайки диа-

базов, внедрившейся в зону Аимо-Токинского разлома. Локальные аномалии урана имеют площадь до 20–30 км² и ориентированы в северо-восточном и субширотном направлениях. По ряду признаков предполагается развитие уранового и полиметаллического оруденения в СВ зонах дробления, а также в основании венд-кембрийского плитного комплекса.

Легденский РГХ район охватывает восток-северо-восточную часть одноименного горстового сооружения, в центральной части которого известны выходы рифейских терригенных пород среди известняков венда – кембрия. Перспективы рудоносности Легденского горста, кроме аэроданных, подчеркиваются аномальными концентрациями урана в водных пробах, в сопровождении бария, цинка, ванадия, мышьяка, лития и др. элементов.

В зонах предрифейского ССН и в смежных блоках архейского фундамента выделены Тырканно-Маймаканская рудоносная зона, Учурская рудоносная область и Чумиканская рудоносная подзона (рис. 2). Перспективы этих структур связаны с выявлением рудных образований в связи с рифейской (R_{1,2}) металлогенической эпохой как в зонах ССН, так и в блоках дорифейского фундамента.

Тырканно-Маймаканская рудоносная зона контролируется долгоживущими региональными разломами северо-восточного и субмеридионального простирания, развитыми в ЮВ краевой части Сибирской платформы: Удыхано-Маймаканским, Билякчанским, Бурхалинским и др. [7].

С учетом результатов интерпретации аэрогадигеохимических данных, в пределах зоны выделяются Тырканно-Учурский (Au, U), Учуро-Маймаканский (U, Be, Au, Pt, Nb, Ta) рудные районы, Челасино-Батомгский (U), Майский (U, Au, F) и Горбуканский (U) потенциально рудные районы.

В Тырканно-Учурском районе выделены Тавитчакский, Удюмканский, Хоиктинский и Уянский радиогеохимические узлы с преобладающей урановой специализацией. Перспективы ураноносности связаны с Удюмканским РГХ узлом (650 км²) в ЮЗ части района. Локальными аномальными концентрациями урана здесь картируются недоизученные рудопроявления урана Удюма I, II, Кагкан и др., локализующиеся преимущественно в контактах крутопадающих даек диабазов маймаканского (PR₁) комплекса.

В Хоиктинском РГХ узле установлены признаки комплексного золото-уранового оруденения, сменяющегося в южном – юго-западном направлении собственно золоторудными проявлениями среди протерозойских гранитоидов улканского комплекса.

Учуро-Маймаканский комплексный рудный район площадью около 11 тыс. км² объединяет радиогеохимические районы, узлы и поля, имеющие, в

основном, урановую и калий-урановую специализацию. Южная часть рудного района охватывает раннепротерозойский Улканский прогиб, северная – приходится на активизированную западную окраину Батомгского блока (рис. 3).

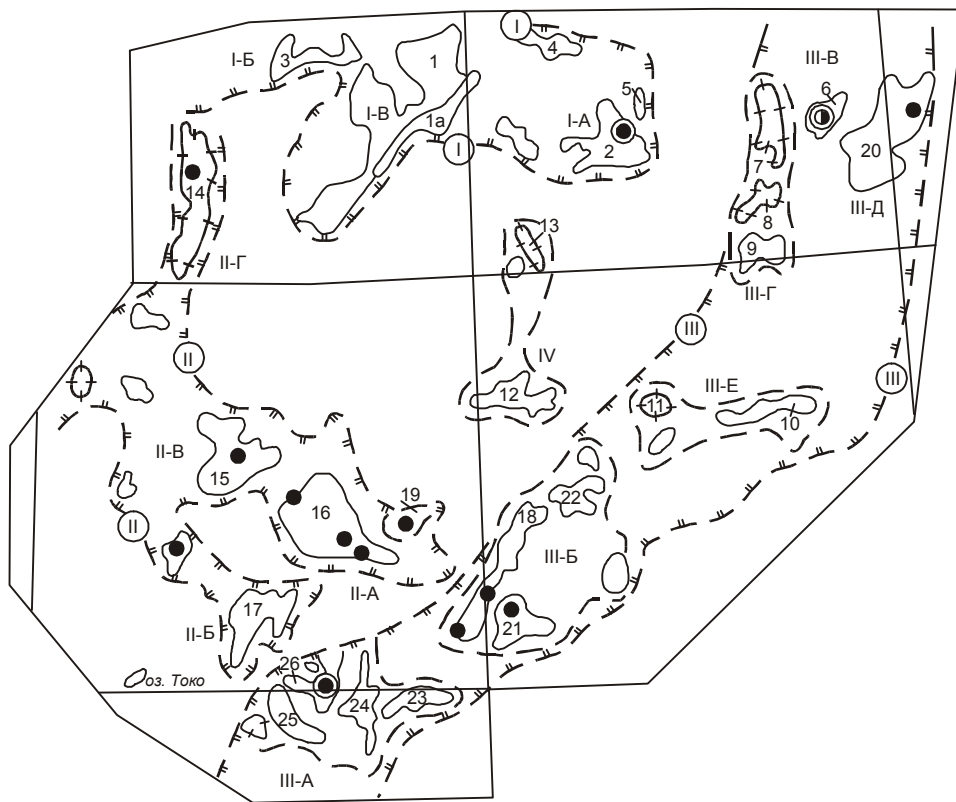
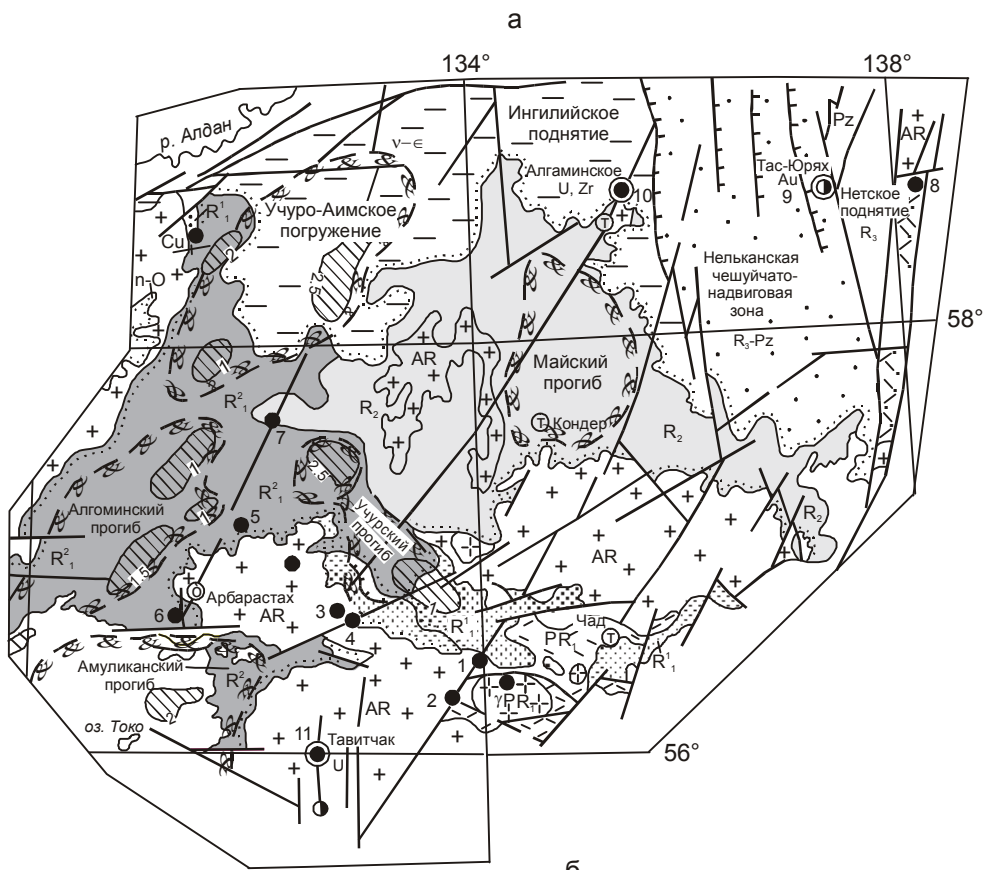
В составе этого рудного района выделяются два РГХ района – Улканно-Учурский и Бириндинский, и несколько узлов – Утукачанский и др. Аномалиями ANFAC U Улканно-Учурский РГХ район (1000 км²) прослеживается на 90 км в СВ направлении, вдоль Удыхано-Маймаканского разлома. Ширина аномальной зоны составляет 5–17 км. Контрастными урановыми и уран-калиевыми аномалиями выделяются Элгетейское и Топориканское рудные поля (Mo, U). Определяющей рудной формацией в Улканно-Учурском районе является молибден-урановая в основании нижнепротерозойского платформенного чехла и в активизированных разломах фундамента [7, 9].

Бириндинский РГХ район (600 км²) охватывает центральную и восточную части Улканского массива щелочных гранитов и граносиенитов (PR₁). Контрастными урановыми аномалиями площадью 20–40 км² фиксируются блоки эйситизированных пород, включающие редкометалльно-урановые рудопроявления Тангукта, Боковое, а также участки редкометалльных (Nb, Ta, Be и др.) месторождений Ныгваган, Бугиндя и др. [9]. В северной части района уран-калиевыми аномалиями картируются блоки аргиллизированных пород с золотым оруденением в широтных надвигах, развитых в экзоконтактовой зоне Улканского массива.

Утукачанский РГХ узел (440 км²) располагается на участке развития раннепротерозойских терригенных образований Чумиканского грабен-синклинория. Локальными урановыми аномалиями площадью в первые десятки квадратных километров фиксируются поля радиогеохимически специализированных мусковитовых и двуслюдяных кварцито-сланцев на рудопроявлениях Утукачан и Утукандя. Радиогеохимическая специализация блока подчеркивается развитием жильных тел редкометалльно-урановых карбонатитов (р-ние. Инган и др.).

Челасино-Батомгский потенциально урановорудный район объединяет ряд радиогеохимических узлов калий-урановой природы – Джаглагда-Челасинский, Одолинский и др., расположенных в зоне среднерифейского ССН вдоль северной границы Батомгского блока.

Одолинский РГХ узел (70 км²) в междуречье Одолы-Батомги объединяет интенсивную калиевую и сблизенные с ней урановые аномалии в зоне ССН между терригенными отложениями майльской свиты рифея и архейскими мигматитогнейсами маймаканской свиты. В аналогичной ситуации размещаются



- 1 1
- 2 2
- 3 3
- 4 4
- 5 5
- 6 6
- 7 7
- 8 8
- 9 9
- 10 10
- 11 11
- 12 12
- 13 13
- 14 14
- 15 15
- 16 16
- 17 17

Рис. 2. Структурные элементы протерозойского и палеозойского этапов развития восточной части Алдано-Станового геоблока (а) и металлогеническое районирование на основе аэрорадиогеохимического картирования (б).

1 – терригенно-карбонатные отложения плитного комплекса кембрия – венда; 2 – ультраосновные, щелочные массивы центрального типа; 3 – терригенные отложения верхнего рифея (лахандинская, уйская серии) и рифея, развитие преимущественно в пределах Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны и Нетского поднятия; 4 – песчаниково-битуминозно-карбонатные отложения среднего рифея (керпыльская, аимчанская серии); 5 – карбонатно-терригенные отложения учурской серии нижнего рифея; 6 – терригенные отложения уянской серии нижнего рифея; 7 – порфиридные граниты, граносиениты, щелочные сиениты и граниты улканского комплекса раннего протерозоя; 8 – нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования: а) элгетейский комплекс, б) нельбачанская серия; 9 – породы архейского кристаллического фундамента; 10 – структурные осложнения Учуро-Майской впадины: Учуро-Аимское погружение; Алгоминский, Амуликанский, Учурский прогибы нижнего рифея, Майский прогиб среднего – верхнего рифея; 11 – локальные погружения платформенного чехла по данным расчетов глубин верхних кромок намагнитченных тел (2 км – расчетная мощность платформенного чехла); 12 – зоны разломов; 13 – зоны надвигов в платформенном чехле; 14 – зоны структурно-стратиграфического несогласия; 15 – радиогеохимические районы, узлы и поля урановой (а), калий-урановой (б) природы радиоактивности: в породах венд-кембрийского плитного комплекса – Аимский (1), Ингилийский (2) районы, Легденское (3), Эльгейское (4), Кандыкское (5), Тас-Юряхское (6) поля, Челакинский (1а) узел; в породах верхнего – среднего рифея – Тайма-Кирбинский (7) район, Диктандинский (8), Кавальканский (9), Джаглагда-Челасинский (10), Одолинский (11), Чумиканский (12), Омнинский (13) узлы; в зонах предрифейского несогласия – Юрехтенский (14), Кусачан-Юряхский (15), Конкулинский (16), Амуликанский (17), Улкан-Учурский (18) районы, Адаргайский (19) узел; в комплексах нижнего протероя – Горбуканский (20), Бириндинский (21) районы, Утукачанский (22), Уянский (23) узлы; в породах нижнеархейского фундамента – Хоиктинский (24), Удюмканский (25), Тавитчакский (26) узлы; 16 – границы рудоносных областей и зон: I – Аимо-Алданская рудоносная область в породах венд-кембрийского плитного комплекса (U, Zr, W, Zn), I-A – Ингилийский рудный район (U, Zr); I-B – Легденский, I-B – Аимский перспективные районы; II – Учурская рудоносная область, связанная с предрифейским структурно-стратиграфическим несогласием, перспективные рудные районы II-A – Конкулинский (U, V, Au), II-B – Амуликанский (U, Au), II-B – Кусачан-Юряхский (U, P), II-Г – Юрехтенский (U, Cu); III – Тыркано-Маймаканская рудоносная зона, связанная с рифейской и раннепротерозойской тектоно-магматической активизацией, III-A – Тыркано-Учурский рудный район (U, Au), III-B – Учуро-Маймаканский рудный район (U, V, Au, Pt, Nb), III-B – Тас-Юряхский золоторудный узел; перспективные рудные районы III-Г – Нельканский (U, F, Au), III-Д – Горбуканский (U), III-E – Челасино-Батомский (U); IV – Чумиканская рудоносная подзона; 17 – месторождения, рудопроявления урана (а), золота (б): 1 – Топорикан, 2 – Элгете, 3 – Конкули, 4 – Угдан, 5 – Тройка, 6 – Ойгу, 7 – Ярбанг, 8 – Ангор, 9 – Тас-Юрях, 10 – Алгаминское, 11 – Тавитчак.

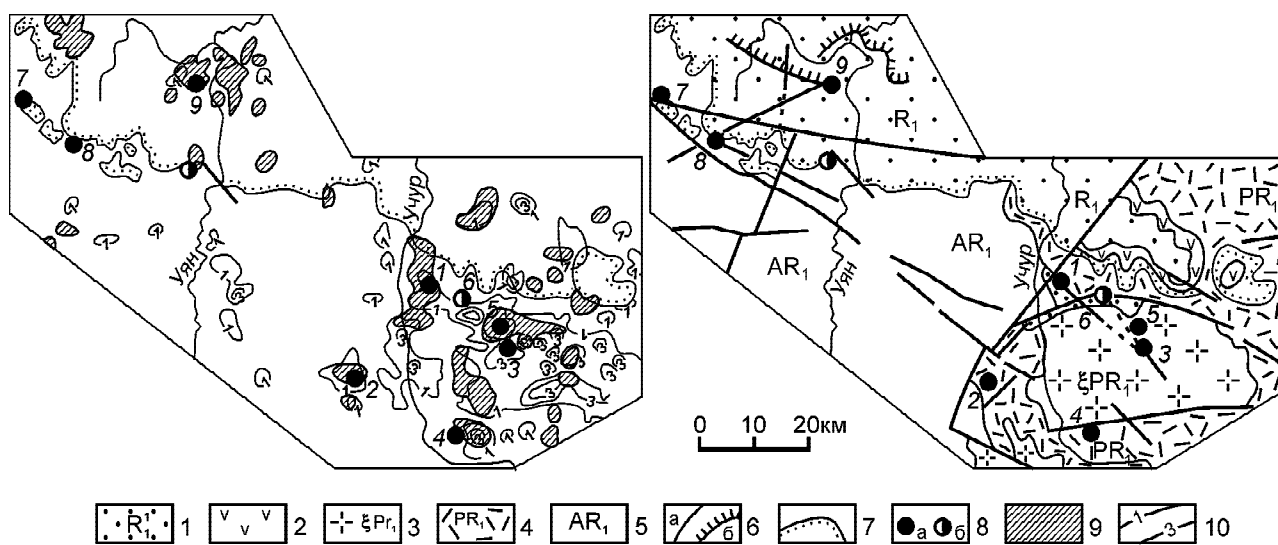


Рис. 3. Карта аномальной составляющей урана и мультипликативного показателя (U·K)/Th (а), схематическая геологическая карта (б) ЮВ части Учурского прогиба.

Рудопроявления: 1 – Топорикан, 2 – Элгете, 3 – Боковое, 4 – Тангукта, 5 – Бириндя, 6 – Широтное, 7 – Конкули, 8 – Угдан, 9 – Адаргай.

1 – терригенные отложения уянской серии нижнего рифея – адаргайская, конкулинская, бириндинская свиты; 2 – щелочные базальтоиды гарындинского комплекса; 3 – Улканский массив порфиридных гранитов, граносиенитов, щелочных сиенитов и гранитов раннего протерозоя; 4 – улканская серия нижнего протерозоя, кислые эффузивы, туффыты, песчаники элгетейской свиты; 5 – гранулит-гнейсовые и мраморно-гнейсовые образования архея; 6 – крутопадающие тектонические нарушения (а), чешуйчато-надвиговые структуры (б); 7 – граница структурно-стратиграфического несогласия в основании уянской серии рифея; 8 – рудопроявления урана (а), золота (б); 9 – аномалии мультипликативного показателя (U·K)/Th; 10 – изолинии аномальной составляющей урана.

аномальные объекты Даглагда-Челасинского узла в междуречье Игникана-Челасина (550 км²).

Нельканский потенциально золото-урановый район (2600 км²) выделяется на южном замыкании Нельканской чешуйчато-надвиговой структуры и прослеживается в субмеридиональном направлении на 130 км при ширине в 15-35 км. В северной части развиты аномалии калия и урана, в т. ч. в районе известных проявлений золотого оруденения (Беринда и др.); в южной части преобладают аномальные объекты урановой специализации.

В Нельканском рудном районе выделены Тайма-Кирбинский РГХ район, Кавальканский и Диктандинский РГХ узлы.

Тайма-Кирбинский РГХ район (550 км²) включает четыре ореола повышенных содержаний урана, площадью 20–30 км² каждый, совпадающие с участками концентрации даек и силлов рифейских диабазов. По периферии урановых аномальных полей проявлены зоны повышенных значений калия. В северной части площади урановые и калиевые аномалии совпадают. Повышенная радиогеохимическая дифференциация указывает на многообразие типов радиогеохимически специализированных комплексов горных пород и аномальных объектов, представленных на площади. Среди них выделяются своими масштабами зоны гематитизации и бокситоносные коры выветривания в основании верхнерифейской лахандинской серии.

Кавальканский РГХ узел (360 км²) контролируется пересечением субширотного Кавальканского глубинного разлома с серией субмеридиональных надвигов в пределах кандыкской и усть-кирбинской свит уйской серии верхнего рифея. Площадь выделяется своей насыщенностью силлами диабазов рифея, дайками девонских диабазов и интенсивными урановыми аномалиями.

Диктандинский РГХ узел (250 км²), тяготеющий к зоне широтного разлома, характеризуется калий-урановой специализацией аномалий, подобно аномалиям Тайма-Кирбинского РГХ района.

Характерной особенностью Нельканского рудного района в целом является обычно отмечаемая пространственная связь аномальных ореолов с узлами и зонами рифейского диабазового магматизма. Повышенные концентрации урана отмечаются при этом по всему разрезу рифея – от аимчанской серии на юге до уйской серии в северной ее части.

Горбуканский РГХ район (1800 км²) охватывает протерозойские складчато-блоковые образования Билякчанского прогиба. Северная часть района характеризуется уран-калиевой специализацией. Локальные аномалии уран-калиевого фактора имеют площадь 3–40 км², вытянуты в меридиональном на-

правлении на 6–8 км и связаны с массивами субщелочных граносиенитов в низовьях р. Нудыми и ураноносными минерализованными зонами разломов. На северо-восточном фланге площади среди нижнепротерозойских отложений установлено урановое рудопроявление Ангор. Южная и юго-западная часть района характеризуется урановыми и уран-калиевыми аномалиями в зонах рифейского диабазового магматизма. Палеозойские рифтогенные структуры, vyplненные породами ордовика – карбона, выделяют ториевыми аномалиями (ANFAC Th).

В числе перспективных урановорудных формаций в пределах Горбуканского РГХ района предполагается урановая, золото-урановая в минерализованных разломах в связи с раннепротерозойской ТМА.

Тас-Уряхское радиогеохимическое поле (III-B, 120 км²), вместе с Тайма-Кирбинским и Горбуканским РГХ районами контролируется Североалданской зоной разломов, проявленной в породах платформенного чехла в виде минерализованных зон субширотного и северо-восточного простирания. Некоторые из этих структур, выделяющиеся в радиогеохимическом поле по ориентировке изолиний ANFAC U, несут промышленное золотое оруденение на месторождении Тас-Юрях [7].

Учурская рудоносная область располагается на запад-юго-западной периферии Учуро-Майской впадины (рис. 2). Радиогеохимические районы, узлы и поля данной области локализуются в краевых частях унаследованных рифейских прогибов – Учурского, Алгоминского и Амуликанского и контролируются зонами предконкулинского (R¹) и предгонамского (R²) ССН. В числе крупнейших радиогеохимических аномалий в пределах Учурской области выделяются Юрехтенский, Кусачан-Юряхский, Конкулинский, Амуликанский радиогеохимические районы, соответствующие одноименным потенциально рудным районам, перспективным на выявление месторождений урана “типа несогласия” в предрифейской зоне ССН [7].

Юрехтэнский РГХ район (1300 км²) расположен в правобережье нижнего течения р. Учур, где прослеживается в борту Учуро-Майской впадины в виде субмеридиональной полосы шириной 8–23 км и протяженностью 90 км. Северная часть района локализована в узле пересечения Североалданской зоны разломов широтного простирания с меридиональным Учурским разломом. Здесь в составе Юрехтенского РГХ района интенсивными аномалиями уран-калиевого фактора выделяется Эльгекянское РГХ поле (230 км²), охватывающее участки выхода из-под гонамской свиты конкулинских меденосных песчаников. Характерен уран-калиевый профиль локальных аномалий, развитых в пределах района. Разме-

ры аномалий в плане не превышают первых десятков квадратных километров. С запада и севера Юрехтэнский РГХ район обрамляется урановыми и торий-урановыми полями, развитыми в породах архейского фундамента (Садарах-Мегюсканское и др.) и в венд-кембрийском платформенном чехле.

Кусачан-Юрхский РГХ район (850 км²) выделяется в полосе влияния регионального Аимо-Токинского глубинного разлома. Локальные аномалии ANFAC U ориентированы в субширотном и реже – СВ и СЗ направлениях. Предварительной проверкой аэроаномалий установлено развитие урановорудных образований среди известковистых песчаников гонамской и омахтинской свит рифея.

Конкулинский РГХ район (1200 км²) охватывает активизированный в рифейское время Учуро-Хайканский блок и ЮВ краевую часть Улканского прогиба. В южной части район охватывает сложный тектонический узел, характеризующийся пересечением разломов ортогональной и диагональной ориентировки в пределах региональной широтной Чульмано-Чадской зоны тектонических дислокаций (рис. 1). Радиогеохимическая специализация блока определяется не только АГС-аномалиями, но также и многочисленными донными потоками урана, небольшими массивами уранинитсодержащих аляскитов, обусловивших делювиальные ореолы уранинита в левобережье Хайкана, зонами ураноносных кремнещелочных метасоматитов и урановорудных эйситов и, наконец, радиогеохимически специализированными метаморфизованными предрифейскими корами выветривания и рудопоявлениями урана в минерализованных разломах фундамента. Установлено рудоконтролирующее значение разломов близширотного (Толукский, р-ние Конкули) и северо-восточного простирания (Муналинский, р-ние Угдан). Минерализованные зоны выделяются интенсивными аномалиями урана в сопровождении комплекса сопутствующих элементов – ванадия, серебра, золота, мышьяка и др. Аргиллизиты из базальных горизонтов конкулинской свиты и аргиллизированные предрифейские коры выветривания в юго-западной краевой части Улканского прогиба характеризуются отчетливо проявленной золотоносностью – до 3,0–5,6 г/т.

В северо-восточной части Конкулинского района развиты минерализованные (Ba, Ag, Mo, Au, U) тектонические нарушения на контакте конкулинской и адаргайской свит. Эти образования картируются обширными малоинтенсивными калий-урановыми АГС-аномалиями в пределах Адаргайского и других РГХ узлов (рис. 2, 3).

Амуликанский РГХ район (1100 км²) охватывает площадь одноименного рифейского грабена, выполненного породами конкулинской и гонамской

свит. В западном направлении рифейские образования погружаются под юрские угленосные отложения. В северной части района преобладают локальные аномалии уран-калиевого профиля широтной и, реже, субмеридиональной ориентировки. По своей геохимической специфике (уран, ванадий, барий, серебро, золото) аномальные зоны Амуликанского района аналогичны Конкулинскому РГХ району. Ярko проявлены аномалии уран-калиевого фактора. Определяющей урановорудной формацией в Амуликанском РГХ районе предполагается “тип несогласия” в предгонамской зоне ССН.

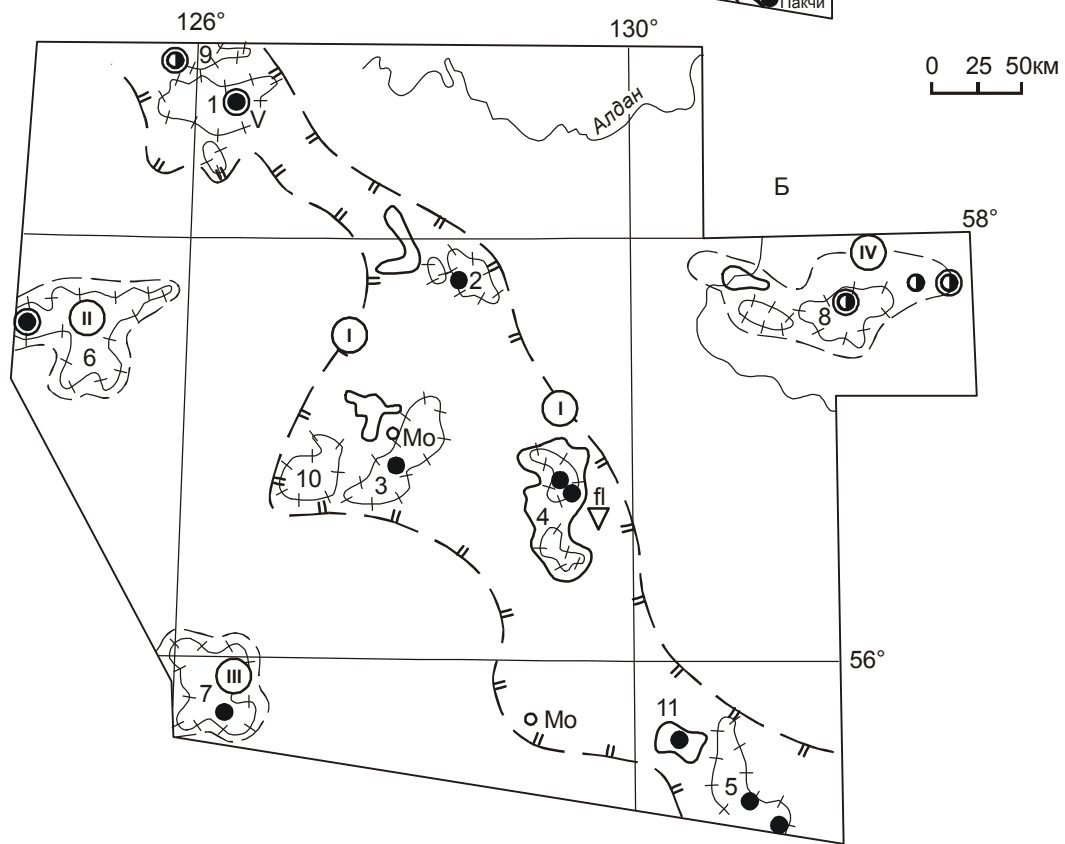
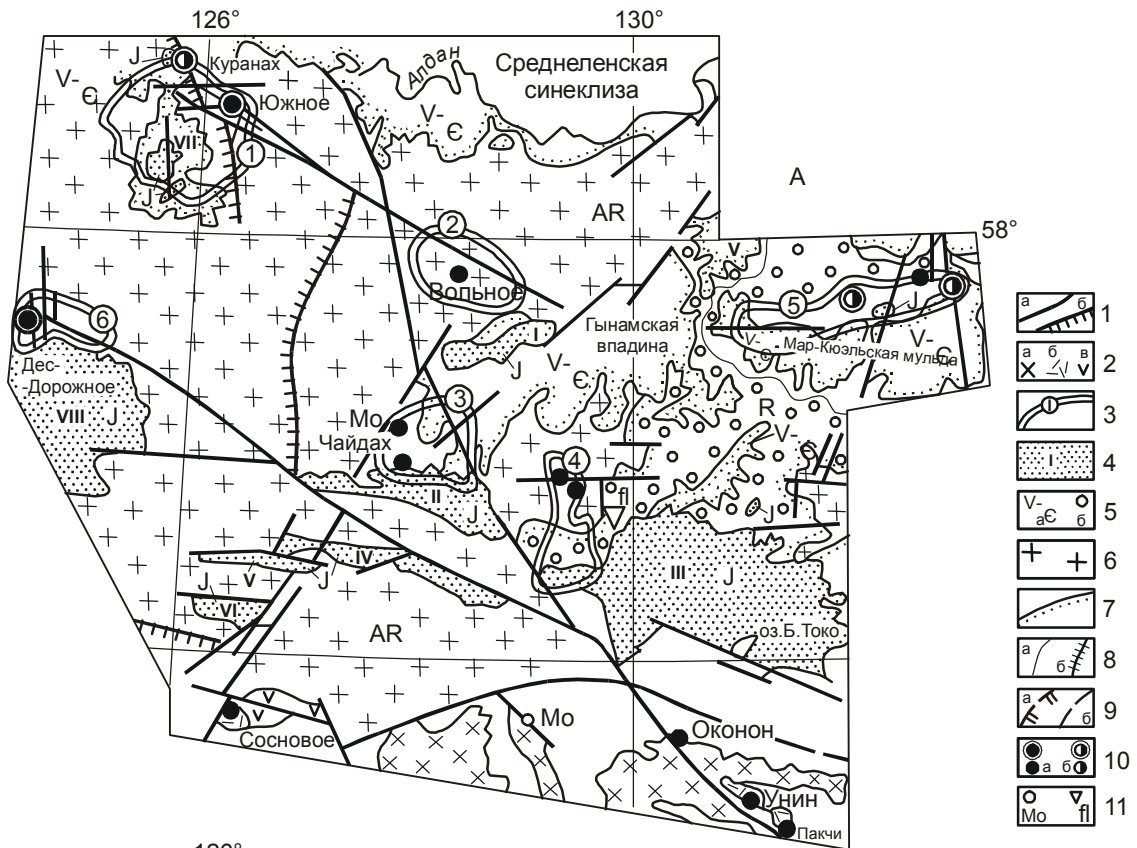
Чумиканская рудоносная подзона (IV на рис. 2) объединяет ряд РГХ узлов и полей, локализованных в предрифейской зоне ССН на восточной и южной периферии Омнинского куполовидного поднятия. В северной части подзоны выделяется своими масштабами Омнинский РГХ узел (190 км²) уран-калиевой специализации. В южной части площади выделен Чумиканский РГХ узел (270 км²) урановой специализации. Перспективы последнего подчеркиваются развитием в фундаменте обогащенных графитом архей-раннепротерозойских сланцевых толщ чумиканской серии, обуславливающих благоприятную геолого-структурную обстановку для формирования месторождений "типа несогласия" в предрифейской зоне ССН.

На северном фланге Чумиканского РГХ узла выделяется Кондерское РГХ поле (130 км²), фиксирующее положение одноименного платиноносного рудного поля.

Центральная часть Алдано-Станового геоблока

Наиболее ярким радиогеохимическим и металлогеническим подразделением мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации является Тьркандинская рудоносная зона (рис. 1, 4), вытянутая в северо-западном направлении вдоль Тьркандинской зоны разломов. Важнейшая рудоконтролирующая роль Тьркандинской зоны подчеркивается ее положением на юго-восточном фланге регионального Таймыро-Томмотского линеамента [11], контролирующего на значительном протяжении уникальные рудные объекты мезозойской металлогенической эпохи.

В узлах пересечения Тьркандинской зоны разломов с широтными, северо-восточными и субмеридиональными разломами располагаются радиогеохимические районы и узлы с урановой, молибденовой, золоторудной и др. минерализацией: Эльконский, Джелтулакский, Чайдахский, Гонамский, Унинский радиогеохимические районы, Куранахский, Ытымджинский и Околонский радиогеохимические узлы.



Эльконский радиогеохимический район (РГХ) калий-урановой специализации площадью около 1350 км² охватывает территорию одноименного рудного района в междуречье р.р. Якут-Ыллымах, частично выходя за его пределы в крайней юго-западной и северо-восточной частях (рис. 4). Район вытянут в широтном направлении по простиранию разломов, входящих в систему субширотной Северо-Алданской зоны. Границы района подчиняются тектоническим элементам, прослеживаясь вдоль субмеридиональных Якутского (на западе) и Ыллымахского разломов, и субширотных Алданского и Бирского. Перспективной зоной складчато-разрывных дислокаций Эльконский РГХ район расчленяется на две части – интенсивно дифференцированную северную часть и менее дифференцированную – южную. В северной части Эльконского РГХ района аномалиями урана и уран-калиевого фактора фиксируется Южный рудный узел и крупные массивы мезозойских эгирин-авгитовых сиенит-порфиров и эгириновых гранитов с ореолами фенитизации. В южной части района интенсивные аномалии ANFAC U и FАСТAN характерны для известных рудных полей (Федоровского и др.) и массивов позднеархейских аляскитов в междуречье Юхухты-Юкунгры.

Куранахский РГХ узел (450 км²) охватывает уран-калиевые аномалии, установленные над Куранахским золоторудным полем (м-ния Боковое, Дэлбэ и др.). Структурно они тяготеют к север-северо-западному продолжению рудоносных минерализованных нарушений, изученных в западной части Эльконского района – зон Марсовой, Главной-II и Курумканского жильного поля.

Джелтулакский РГХ район (1200 км²) тяготеет к Тыркандинскому тектоно-магматическому узлу в пересечении Нимныро-Кет-Капской зоны складчато-разрывных дислокаций с северо-восточным Гынымо-Хугдинским разломом. В пределах района выделяются своими масштабами калий-урановые и ура-

новые аномальные ореолы, тяготеющие к Желтулакскому субщелочному массиву, а также ореолы, расположенные в 4–5 км западнее и связанные с ураноносными минерализованными разломами фундамента.

Чайдахский РГХ район (1400 км²) располагается в Ломамском тектоно-магматическом узле, на пересечении Чульмано-Чадской [13] зоны тектонических дислокаций с северо-восточным Гынымо-Хугдинским глубинным разломом. Урановые и калиевые аномалии, а также единичные аномалии уран-калиевого фактора связаны с юрскими песчаниками, с сиенитами восточной краевой части Ломамского массива и с гумбеитизированными породами архейского фундамента [21]. Преобладающая СВ ориентировка локальных аномалий и неоднородность размеров аномалий указывают на сложное блоковое строение фундамента.

Ытымджинский РГХ узел (660 км²) охватывает западную часть Ытымджинской впадины и прилегающую с севера часть фундамента. Мощное проявление уран-калиевого фактора указывает на развитие мезозойского рудного процесса в южной части площади, где уран-калиевые аномалии приурочены к песчаникам нижней юры и сопровождаются аномальными ореолами молибдена.

Гонамский РГХ район (1650 км²) структурно тяготеет к Гонамскому тектоно-магматическому узлу на восточном продолжении Чульмано-Чадского широтного разлома, локализуясь в узле его пересечения с предполагаемой по геофизическим данным Сеймдже-Олонгринской меридиональной зоной дислокаций. В составе района выделяются Буголинский (400 км²) и Нингамский (200 км²) РГХ узлы калий-уранового профиля. Наземными поисковыми работами в нем установлены урановорудные проявления, приуроченные к разломам архейского фундамента и к фенитам в экзоконтактной зоне массива эгирин-авгитовых сиенит-порфиров. Нингамский РГХ узел характеризуется интенсивной флюоритизацией по-

Рис. 4. Структурные элементы мезозойского этапа тектоно-магматической активизации центральной части Алдано-Станового геоблока (А) и металлогеническое районирование территории на основе азородиогеохимического картирования (Б).

1 – сбросы (а), надвиги (б), активизированные в мезозойское время; 2 – магматические образования Становой тектоно-магматической системы: интрузивные массивы гранитоидного состава (а), интрузивно-субвулканические массивы кислого (б) и среднего (в) состава; 3 – тектоно-магматические узлы, контролируемые гипабиссальные и дайковые образования алданского комплекса: Центральнo-Алданский (1), Тыркандинский (2), Ломамский (3), Гонамский (4), Кет-Капский (5), Эвотинский (6); 4 – мезозойские впадины: I – Верхнегынымская, II – Ытымджинская, III – Токинская, IV – Гонамо-Нуямская, V – Гувилгринская, VI – Токарикская, VII – Якутская, VIII – Чульманская; 5 – платформенные отложения вендакембрия (а), рифея (б); 6 – породы архейского кристаллического фундамента; 7 – границы несогласного залегания пород платформенного чехла; 8 – радиогеохимические районы и узлы урановой (а), калий-урановой (б) природы радиоактивности, в т. ч. районы: Эльконский (1), Желтулакский (2), Чайдахский (3), Гонамский (4), Унинский (5), Дес-Эвотинский (6), Сутамский (7), Кет-Капский (8), узлы: Куранахский (9), Ытымджинский (10), Окононский (11); 9 – рудоносные области (зоны) (а), узлы и районы (б): I – Тыркандинская рудоносная зона (U-Au-Mo-F); II – Эвотинский рудный узел (Au-U); III – Сутамский рудный узел (U); IV – Кет-Капский рудный район (Au), V – Эльконский рудный район (U, Au, Mo); 10 – месторождения, рудопроявления урана (а), золота (б); 11 – рудопроявления молибдена (а), флюорита (б).

род и локальными, до 10–20 км², аномалиями урана и уран-калиевого фактора.

Унинский РГХ район (1250 км²) прослеживается вдоль зоны северо-западного Оконского разлома на 90 км. В своей северо-западной части границы района имеют меридиональное направление, согласно простиранию Учурской трансрегиональной зоны разломов. Локальные аномалии содержания урана в пределах района связаны с массивами гранитов позднемелового талгыгского комплекса, с регионально аргиллизированными вулканитами и с участками урановых рудопроявлений Унин и Пакчи. Определяющей рудной формацией является урановая в аргиллизитах зон мезозойской ТМА среди гранитоидов Становой зоны. Оконский РГХ узел (370 км²) располагается на СЗ фланге Унинского района. Локальные урановые аномалии развиты в краевых частях узла, где связаны с измененными удско-зейскими гранодиоритами.

Отдельные радиогеохимические районы и узлы мезозойской ТМА, развитые за пределами Тыркандинской рудоносной зоны, проявлены в пределах Нимыро-Кеткапской и Становой зон разломов.

Кет-Капский РГХ район (800 км²) приурочен к узлу пересечения широтной Нимыро-Кеткапской зоны складчато-разрывных дислокаций [13] с северо-восточным Аимо-Токинским глубинным разломом. Район имеет ярко выраженную уран-калиевую специализацию, причем масштабы аномалий уран-калиевого фактора возрастают в северо-восточном направлении, достигая максимума на Бокурском вулканогенном поле. Локальные аномалии ANFAC U связаны с лакколитами авгитовых сиенит-порфиоров, с известковистыми песчаниками эннинской свиты и выходами пород омахтинской свиты, с пластовыми интрузиями роговообманковых сиенит-диорит-порфиоров и др. Наиболее крупная уран-калиевая аномалия установлена в верховьях рек Бокур-Онье-Ярмарка-Хапчана в связи с Бокурской туфогенно-вулканогенной толщей и массивом авгит-роговообманковых сиенит-порфиоров. Аномалия вытянута в субширотном направлении на 22 км при ширине 3–7 км. Восточный фланг зоны характеризуется преобладанием аномалий уран-калиевого фактора, характерных для золоторудных полей.

Эвотинский РГХ узел (3000 км²) локализован в пересечении субширотной Хатыминской зоны разломов с меридиональной Центральноалданской и северо-западной Хаирской зонами разломов. Район носит отчетливо выраженный калий-урановый геохимический профиль, определяющийся одноименным узлом мезозойской ТМА. В пределах района известно большое число урановых, уран-ториевых анома-

лий, рудопроявлений различных формационных типов и возраста, из которых практическое значение имеют проявления, связанные с мезозойской ТМА. В западной части, в районе хр. Западные Янги, развиты рудоносные нарушения субмеридионального и СЗ направления (м-ние Дес-Дорожное). В центральной части, в районе г. Эвота, золото-урановые проявления известны среди гумбеитизированных пород венд-кембрийского чехла. Признаки мезозойской прерудной гумбеитизации установлены также в южной части района, в базальных горизонтах юхтинской свиты юры.

Верхнесутамский РГХ узел (750 км²) выделен в южной части сутамского района, где проявлены аномалии уран-калиевого фактора, связанные с околорудными ореолами аргиллизации в фельзитах Сутамского вулканогенного поля (р-ние Сосновое), с нижнемеловыми дацитами и лавобрекчиями, а также с диафторированными блоками архейских пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный совместный анализ уточненной геолого-структурной основы юго-восточной части Сибирской платформы, аэроспектрометрических полей и металлогенических особенностей региона позволил провести металлогеническое районирование территории на различные виды полезных ископаемых в связи с рифейской, среднепалеозойской и позднемезозойской металлогеническими эпохами.

Важнейшим результатом проведенных работ является выделение перспективных площадей на уран, золото и другие элементы в зонах структурно-стратиграфических несогласий и Тыркандинской металлогенической зоны, контролирующей урановое оруденение, связанное с мезозойской тектоно-магматической активизацией Алданского щита, в том числе и крупнейший Эльконский урановорудный район.

Дальнейшие металлогенические исследования региона должны быть направлены на углубленный анализ металлогенических критериев и факторов локализации оруденения различных формационных типов, который позволит выбрать наиболее перспективные зоны, районы и узлы для более детальных прогнозно-геологических исследований.

Созданная аэроспектрометрическая база для юго-восточной части Сибирской платформы может быть использована в целях среднемасштабного геологического картирования территории для расчленения и корреляции различных комплексов горных пород по уровню содержания и соотношений естественных радиоактивных элементов путем применения компьютерных технологий обработки аэроспектрометрических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В. А., Кичигин Л. Н., Кочетков А. Я. Геолого-тектонические предпосылки золотого оруденения Центрального Алдана // Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск, 1979. С. 31–52.
2. Абрамов В. А. Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука, 1995. С. 3–87.
3. Габышев В. Д. Строение фундамента Якутии по геолого-геофизическим данным. // Отеч. геология, 1997. № 2. С. 51–55.
4. Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 289 с.
5. Глубинное строение земной коры Алданского щита (по геофизическим данным) / Абрамов В. А., Абрамова В. А. // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 81–91.
6. Горошко М. В., Кириллов В. Е. Геология и металлогения Учуро-Майского района юго-восточной окраины Сибирской платформы // Тихоокеан. геология, 1994. № 1. С. 109–120.
7. Горошко М. В., Кириллов В. Е., Осипов А. Л., Соломатин Г. Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 111–119.
8. Гурович В. Г., Романовский Н. П. и др. Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Владивосток, 1987. Ч. 1. 212 с.
9. Гурьянов В. А., Горошко М. В. Редкие металлы и редкие земли Улканского рудного района // Международный симпозиум "Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке", 5-9 октября 1998 г, Москва. М., 1998. С. 57–59.
10. Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Проблемы глубинного строения юго-востока Алданского щита // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 80–92.
11. Ковач В. П., Котов А. Б., Сальникова Е. В. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита: первые Sm-Nd изотопные данные // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия): Тез. докл. Иркутск, 1995. Т. 2. С. 56–57.
12. Косыгин Ю. А., Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф. и др. Глубинное строение блоков докембрия // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М., 1984. С. 108–132.
13. Малышев Ю. Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Недра, 1977. 128 с.
14. Миронюк Е. П. Государственная геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-52 (-53) – Томмот. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 106 с.
15. Перцов А. В., Гальперов Г. В., Антипов В. С., Никольский И. Ю., Стрельников С. И., Турченко С. Н. Космический образ России: уникальная минерагения крупнейших линейментов // Отеч. геология. 2000. № 6. С. 29–32.
16. Попов Н. В., Зедгенизов А. Н. Формационное картирование метаморфических толщ Алданского щита // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 25–29.
17. Радиогеохимические исследования (методические рекомендации) / Смыслов А. А., Титов В. К., Савинова И. Б. М.: Недра, 1974. 132 с.
18. Рыжкова В. М., Орлова М. П. Глубинное строение и мезозойский магматизм Алданской провинции // Регион. геология и металлогения. 2000. № 12. С. 57–66.
19. Стогний В. В., Смелов А. П., Стогний Г. А. Глубинное строение Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 10. С. 88 с 97.
20. Томсон И. Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 208 с.
21. Уютов В. И., Угрюмов А. Н., Карелин В. В. Мезозойский углекисло-железо-калиевый метасоматоз Алдана // Изв. АН СССР. Ссер. геол. 1981. № 1. С. 52–60.
22. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.
23. Шульдинер В. И. Этапы эволюции и типоморфные структуры ранней Земли // Регион. геология и металлогения. 2000. № 12. С. 5–12.

Поступила в редакцию 27 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

M.V. Goroshko, G.B. Solomatin, and V.V. Nikolaev

Experience in the use of aerogamma-spectrometric survey for metallogenic zoning of the southeastern part of the Siberian platform

As exemplified by the southeastern part of the Siberian platform, a possibility in principle of application of results of aerogammaspectrometric survey is shown for a preliminary metallogenic zoning of the poorly studied territories with respect to rare and radioactive elements (U, Zr, Ta, Nb, Tr, Mo, and others) on the basis of processing aerogammaspectrometric data and specification of structural-tectonic constructions from interpretation results of aeromagnetic and gravity fields.

Large metallogenic subdivisions of three metallogenic epochs have been discriminated: Early-Late Proterozoic, Late Paleozoic, and Late Mesozoic Tyrkan-Maimakan ore-bearing system, and Aim-Aldan and Tyrkanda ore-bearing areas. In turn, smaller metallogenic subdivisions are identified within their bounds: ore districts, clusters and fields. The metallogenic specific character of the ore districts, clusters and fields has been determined.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ЭКУГ-ТУМАНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЧУКОТКА)

Н.А. Бородкин, В.А. Приставко

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

Подробно рассмотрено геологическое строение известного в Восточно-Чукотском регионе Экуг-Туманинского рудного поля с оловянным и золото-сурьмяным оруденением. По результатам геолого-геохимических исследований выявлены: комплекс из 28 элементов, уровень местного геохимического фона и индикаторная роль каждого элемента по отношению к оловянному, золотому и полиметаллическому оруденению; аномальность рудного поля по Au, W, b, Sn, As, Pb, Zn, Aq, Mo, Bi, Li, Be; четыре характерных геохимических ассоциации: олово-редкометаллическая, мышьяково-редкометаллическая, полиметаллическая и золото-сурьмяная; геохимическая структура Экуг-Туманинского рудного поля с закономерным сочетанием олово-редкометаллических, золото-сурьмяных и вольфрам-полиметаллических таксонов; концентрическая латеральная зональность в распределении основных металлов Sn → Au → W; генетическая связь оловянного, золотого и вольфрамового оруденения, обусловленная кристаллизацией металлоносной гипабиссальной интрузии.

Ключевые слова: геохимия, оловянное и золото-сурьмяное, вольфрамовое оруденение, генезис, рудное поле, зональность, Чукотка.

ГЕОЛОГИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Оловорудное месторождение Экуг и золото-сурьмяное месторождение Туманное находятся в юго-восточной части Иульгинского рудного района (Восточная Чукотка) на водоразделе рр. Экугваам – Рекууль. Они, и расположенное вблизи них полиметаллическое проявление, являются центром Экугского рудного узла и вместе составляют единое поле площадью около 50 км².

В региональном плане Экуг-Туманинское рудное поле (ЭТРП) располагается в Чаунской зоне Чукотской мезозойской складчатой области, в пределах Экитикского прогиба Паляваамской синклинали зоны. Интенсивные пликативные дислокации пород в этом районе сочетаются с многочисленными разрывными нарушениями, среди которых выделяются: глубинного заложения, крупные и более мелкие (опережающие) разломы. Крупные разломы контролируют гранитоидные интрузивы, дайковые пояса, минерализованные зоны смятия, поля эффузивов и многочисленные кварцевые жилы.

ЭТРП приурочено к пересечению крупных разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направления (соответственно Экугского и Куветского). В его строении принимают участие осадочная толща триасового возраста, меловые интрузивы,

дайковые и субвулканические тела различного состава (рис. 1).

Почти всю площадь рудного поля занимают отложения карнийского яруса и лишь на юго-западном фланге картируются породы амгуэмской свиты. Отложениям этой свиты свойственно квазиритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность слоев – от первых сантиметров до 1 м. По всему ее разрезу распространены известковистые песчаники и алевролиты, которые в большом количестве содержат известковистые конкреции округлой формы до 0,5 см в диаметре. Мощность свиты равна 1000 м.

Карнийские отложения, представленные алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами, характеризуются преобладанием в разрезе алевролитов и наличием в породах растительного детрита и пиритовых конкреций размером от 1 до 10 см в поперечнике. Нередко отмечаются слои известковистых песчаников с содержанием карбонатного материала до 35% (по данным Л.А. Воронцовой, 1968 г.).

Интрузивные породы обнажаются на западе, в центре и на северо-восточном фланге рудного поля. По времени образования они делятся на:

– раннемеловой (тауреранский) комплекс гранитоидов – массив руч. Кривого и небольшие дайковые тела около месторождения Туманное;

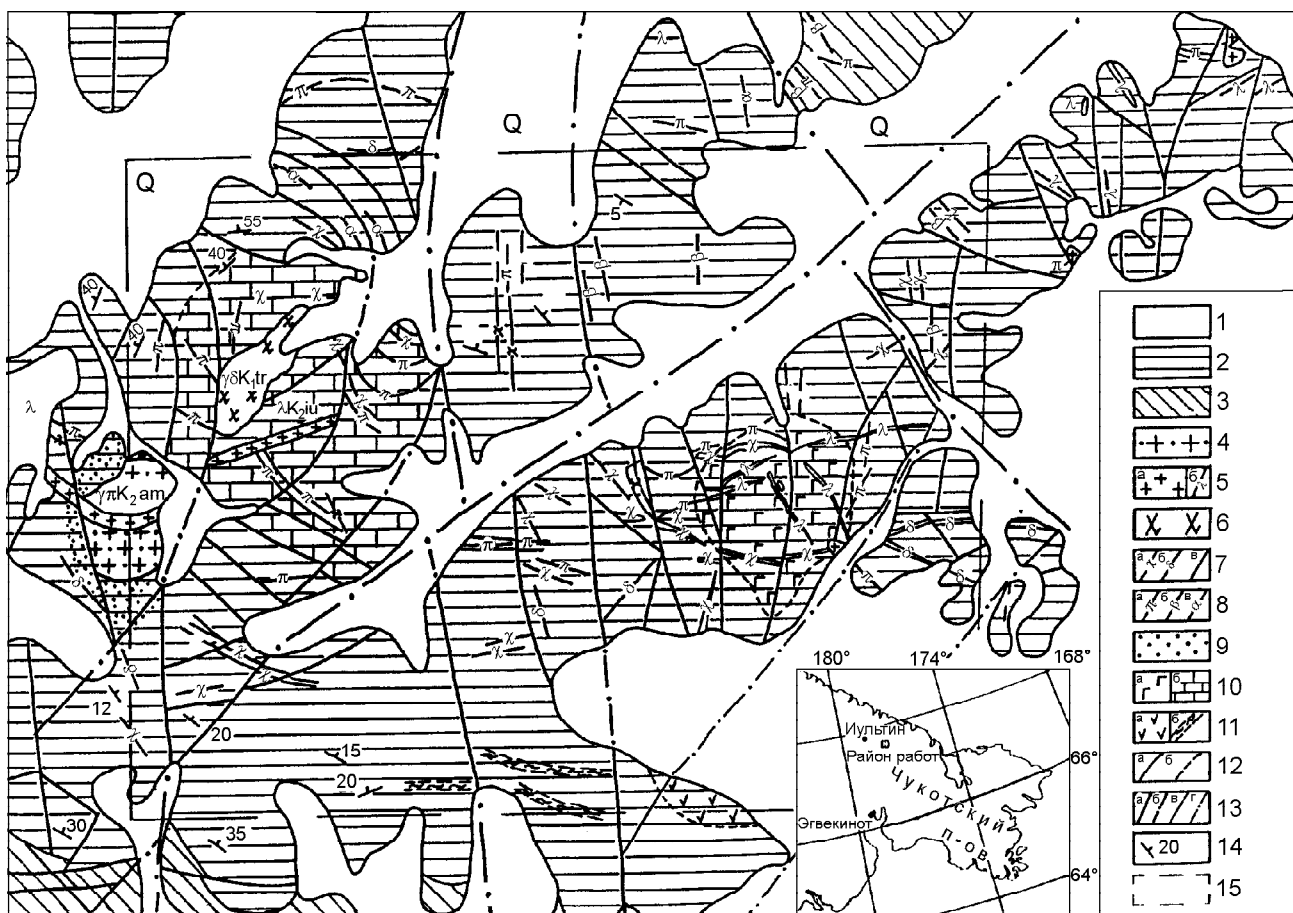


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Экуг-Туманинского рудного поля (по материалам Восточно-Чукотской ГРП, 1991 г.).

1 - четвертичные отложения нерасчлененные (Q); 2 - карнийский ярус (T_{3k}); 3 - амгуэмская свита (T_{1-2 am}); 4 - амгеньский субвулканический комплекс (γπK_{2 am}); штоки гранит-порфиров (γπ); 5 - иультинский интрузивный комплекс (λ K_{2iu}): а - штоки гранит-порфиров (γπ), б - дайки кварцевых порфиров (λ); 6 - тауреранский интрузивный комплекс (γδK_{1tr}). Среднезернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты (γ) и гранодиориты (γδ); 7 - правотелекайский интрузивный комплекс (χK_{1pt}): а - лампрофиров (χ), б - диоритовые порфиристы (δ), в - диориты; 8 - позднемеловые дайки: а - гранит-порфиров (π), б - базальто-долеритов (β), в - андезитов (α); 9 - породы контактового метаморфизма мусковит-роговообманковой фации; 10 - грейзены мусковит-топаз-кварцевые (а), березиты (б); 11 - метасоматически (гидротермально) измененные породы (а), минерализованные зоны дробления (б); 12 - границы разновозрастных геологических образований (а) и метасоматически измененных пород (б); 13 - крупные разрывные нарушения (а), то же, закрытые четвертичными отложениями (б), средние и мелкие разрывные нарушения (в), то же, закрытые четвертичными отложениями (г); 14 - наклонное залегание горных пород; 15 - контуры площади, на которой проводился отбор геохимических проб.

– раннемеловой (правотелекайский) интрузивный комплекс – дайки лампрофиров, диоритовых порфиров и диоритов, развитые на площади всего рудного поля;

– позднемеловой (иультинский) комплекс – гранит-порфиры, кварцевые и риолит-порфиры Экугского месторождения;

– риодацит-порфиры (позднемеловой амгеньский комплекс), слагающие небольшое экструзивное тело на месторождении Туманное.

Многочисленные мелкие жильные тела, представленные рудными и безрудными жилами кварца, дайками лампрофиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, кварцевых монцодиорит-порфиров, базальтов, андезитов, риодацитов и дацитов, исследователи соотносят с интрузивными комплексами по-разному.

Осадочные и магматические породы метаморфизованы и гидротермально изменены. Проявления регионального метаморфизма выражены биотитовой

стадией зеленосланцевой фации (зеленый биотит, кварц, ильменит, углеродистое вещество).

Месторождение Экуг находится на своде Экуг-ваамской антиклинали, а Туманное – в мульде синклинали. Северные и южные крылья этих структур оборваны разломами. Анти- и синформы, в свою очередь, осложнены более мелкой складчатостью преимущественно субширотного простирания. Углы наклона малых складок от 35 до 65°.

Крупные и средние разрывные нарушения делят рудное поле на ряд блоков (Западный, Центральный и Восточный), а мелкие – нарушают целостность этих блоков. Протяженность первых достигает 10 км, малых – колеблется от 300 м до 2 км.

В Западном блоке расположено месторождение Туманное. Здесь на сравнительно небольшой площади полно и наиболее интенсивно проявлен магматизм. На незначительном удалении друг от друга залегают два соразмерных между собой (0,45 км²) штока: несколько удлиненный в северо-восточном направлении шток гранодиоритов тауреранского интрузивного комплекса (шток руч. Кривого) и экстрезивное тело округлой формы риодацит-порфиоров амгенского комплекса (шток руч. Удачного). Вокруг этих тел и в них самих имеются многочисленные дайки разных величины и состава. Штоки имеют крутые (70–80°) углы падения под осадочные породы и сопровождаются довольно широкими (200–1000 м) зонами экзоконтактовых изменений.

Шток руч. Кривого сложен массивными среднезернистыми порфировидными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами. Вкрапленники – калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Минеральный состав этих пород, %: плагиоклаз – 30–35, кварц – 15–20, КППШ – 10–15, биотит – 10–12, роговая обманка – 5–7 и аксессуарные (апатит, сфен, циркон, рутил, ортит). Южнее, рядом со штоком, картируется дайка среднезернистых порфировых биотитовых гранитов схожего состава. Длина ее достигает 1100 м, мощность – 200 м.

Шток руч. Удачного представлен риодацит-порфирами. Порфировая структура породы обусловлена вкрапленниками кварца, плагиоклаза, санидина, биотита. Минеральный состав этих пород, %: санидин – 30–35, кварц и андезин по 25–30, биотит – 5–7, роговая обманка – 2–3, пироксен – ед. зн. Из аксессуарных отмечаются сфен, циркон, апатит, турмалин, ортит.

Купол риодацитов пересекается дайкой лейкократовых гранит-порфиоров северо-восточного простирания. Структура пород порфировая, основной

массы – микрозернистая. Вкрапленники – кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит – составляют до 20%. Остальные дайки этого блока – раннемеловые лампрофиры и позднемеловые гранит-порфиры, которые широко распространены и в других блоках рудного поля.

Осадочные породы месторождения Туманное – позднетриасовые темноокрашенные песчаники, алевролиты и аргиллиты, смятые в складки восток–северо-восточного простирания.

Контактовые изменения пород обозначены главным образом филлитизацией и биотитизацией. Наиболее интенсивно они проявлены в центральной части месторождения. Новообразования этой зоны составляют бурый биотит (10–15% объема породы), кварц-углеродистое вещество (0,5–7%), ильменит. Песчаники и алевролиты сохраняют внешне свой первоначальный облик, а аргиллиты приобретают пятнистую текстуру вследствие выделения “зародышей” кордиерита и стяжений углеродистого вещества.

Структура Западного блока, по данным В.И. Голика (1982 г.), представляется как сложно построенный купол (с куполовидным интрузивом в центральной части), возникший на пересечении ортогональных складчатых структур (В-СВ) и минерализованных зон смятия (З-СЗ). Эта куполовидность подчеркивается многочисленными признаками кольцевых тектонических нарушений, концентрически облекающих на расстоянии 1–3 км центральное гранодиоритовое тело, и геоморфологией местности.

На месторождении Туманное известны два вида оруденения – сурьмяное и золотое. Оруденение локализовано в минерализованных зонах смятия с кварцевыми прожилками и в более поздних кварцевых жилах. Содержание сурьмы – от 0,01 до 27%, золота – от следов до 76 г/т. Основная часть золота сконцентрирована в минерализованных зонах мощностью 0,5–7,5 м, длиной 300–1200 м. Сурьмяное оруденение связано с кварцевыми прожилками и жилами, их мощность – 0,1–1,3 м, длина – 50–250 м. Минеральный состав рудных тел приведен в табл. 1.

В южной части Западного блока выявлено полиметаллическое рудопроявление. По геофизическим данным, этот район характеризуется локальной аэрогамма-спектральной и обширной положительной магнитной аномалиями.

В Центральном блоке находится оловорудное месторождение Экуг. Осадочные породы месторождения расчленены на четыре согласно залегаю-

Таблица 1. Минеральный состав руд месторождения Экуг-Туманинского рудного поля (По данным Л.А. Воронцовой (1968 г.), А.В. Волкова (1990 г.), А.И. Грешилова [2]).

Распространенность	Минералы месторождения Экуг	Минералы месторождения Туманное
Гипогенные минералы		
Широко распространенные (более 10%)	Арсенопирит, кварц, мусковит, полевой шпат, серицит, топаз, флюорит	Кварц
Распространенные (от 1 до 10%)	Вольфрамит, галенит, касситерит, пирит, сфалерит, халькопирит, хлорит (тюрингит)	Арсенопирит, гематит, пирит, полевой шпат, флюорит, эпидот
Редкие (от 0,1 до 1%)	Андалузит, берилл, гематит, кальцит, колумбит, ильменит, магнетит, молибденит, пирротин, рутил, станный, сидерит, циннвальдит	Шеелит, рутил, мусковит, серицит, кальцит, хлорит, углеродистое вещество
Крайне редкие (менее 0,1%)	Анализ, антимонит, апатит, бравоит (?), висмут самородный, висмутин, гранат, деревянистое олово, клиноцоизит, леллингит, селаит (?), сфен, турмалин, циркон, эпидот	Антимонит, анатаз, апатит, аргентит, блеклая руда, висмутин, вольфрамит, галенит, гранат, джемсонит, золото самородное, ильменит, касситерит, магнетит, молибденит, муассанит, пирротин, серебро самородное, сфалерит, сфен, теннантит, титаномагнетит, халькопирит, хромит, турмалин, циркон
Гипергенные минералы		
Широко распространенные (более 10%)	Гетит, каолинит, лимонит, марказит, мелантерит, мельниковит, скородит	–
Распространенные (от 1 до 10%)	Борнит, биотит, гипс, фиброферрит	Гетит, лимонит
Редкие (от 0,1 до 1%)	Ковеллин, повеллит, пизанит, псиломелан, тунгстит, халькозин, халькантит, церуссит, эпсомит, ярозит	Анкерит, биотит, гипс
Крайне редкие (менее 0,1%)	–	Англезит, валентинит, кермесит, марказит, повеллит, скородит, ярозит

Примечание. Рудные минералы выделены.

щие алевролитопесчаные пачки. Они образуют брахисинклинальную складку третьего порядка, осложняющую северо-западное крыло более крупной структуры – Экугваамской антиклинали. Ядро брахисинклинали, сложенное алевролитовой пачкой, практически совпадает с размерами месторождения. Углы падения пород на крыльях в среднем – 25–30° при разбросе от 15 до 60°, что обусловлено развитием здесь серии складок более высокого порядка с размахом крыльев от первых десятков до 100–150 м.

Интрузивные породы по относительному возрасту и составу разделяются на три группы:

- лампрофиры и диоритовые порфиры;
- гранит-порфиры и кварцевые порфиры;
- фельзиты.

Первая группа расположена в основном на периферии месторождения, на его западном и южном флангах. В плане дайки этой группы имеют дугооб-

разную форму и залегают с углами падения 40–45° в северных румбах. Протяженность их – около 2 км, мощность – до 50 м. Лампрофиры представляют собой зеленовато-серые до черных среднезернистые породы с массивной текстурой и панидиоморфной структурой. Порфиновые выделения представлены биотитом, плагиоклазом, роговой обманкой. Апатит, циркон и сфен – наиболее типичные акцессорные минералы.

Диоритовые порфиры – серые порфиroidные породы, плотные и массивные. Порфирующие вкрапленники образованы плагиоклазом и кварцем, их объем достигает 35% от общей массы породы.

Дайки кварцевых порфиров и фельзитов прорывают (иногда со смещением) дайки лампрофиров и диоритовых порфиров. По данным К – Аг метода, абсолютный возраст одной из даек лампрофира – 101–102 млн лет, что соответствует рубежу раннего и позднего мела [3, 4].

Тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров тяготеют к центральной и западной частям месторождения. Для них характерны прямолинейность, отсутствие апофиз, резкие контакты с вмещающими породами, выдержанность по простиранию. Размеры этих образований и элементы залегания такие же, как и у даек лампрофиров и диоритовых порфиров. В центре месторождения кварцевые порфиры подвергались интенсивному метасоматическому замещению и превращены в оловоносные топаз-кварцевые грейзены. Постмагматическими разрывами дайки разбиты на отдельные блоки, располагающиеся кулисообразно.

Кварцевые порфиры – желтовато-белые порфировидные, с микрогранитовой структурой основной массы. Вкрапленники кварца сохраняются хорошо, а полевой шпат замещен новообразованным кварцем или полностью каолинизирован. Порфировые выделения – размером от 0,5 до 2 см, они занимают 15–50% от объема породы. Основная масса состоит из кварца, полевого шпата и серицита с аксессуарными цирконом, монацитом, гранатом. На месторождении закартированы штоки кварцевых порфиров: “Центральный” площадью 600 м² и “Новый” – 125 м².

Судя по геологическим взаимоотношениям и абсолютному возрасту (94 млн лет), образование кварцевых порфиров происходило в позднем мелу. В 7 км к югу от месторождения дайки кварцевых порфиров, аналогичные по облику и составу экугским, прорывают фаунистически охарактеризованные породы куманинской свиты сеноманского возраста. Абсолютный возраст грейзенизированных кварцевых порфиров дайки “Основная” определен в 77 млн лет, что, по-видимому, отражает возраст гидротермальных изменений [3, 4].

Дайки фельзитов распространены ограничено в восточной части месторождения, протяженность их – 100–150 м, мощность – 1–2 м, падение даек – в западных румбах под углами 65–80°, простирание – от северо-западного до субширотного. Это самые молодые породы на рудном поле. Наблюдались пересечения ими даек кварцевых порфиров и ксенолиты оруденелых кварцевых порфиров в теле фельзитовых даек.

Структура месторождения довольно сложная: первоначально моноклиналиное залегание осадочных пород с послойными телами лампрофиров нарушено и осложнено при формировании вулканоплутонического комплекса. В итоге здесь совмещены элементы субгоризонтальной и концентрически-радиальной (соответственное расположение даек фельзитов и кварцевых порфиров) структур.

В рудном поле месторождения нашли отражение и линейменты регионального плана в виде разломов северо-восточного простирания, и позднейшие небольшие трещинные структуры близмеридионального направления, смещающие дайковые тела.

Наиболее значимыми для месторождения Экуг, по данным О.Г. Кузиной (1982 г.), являются формировавшиеся в три этапа регрессивные изменения:

- хлоритизация;
- серицитизация и грейзенизация;
- карбонатизация и пиритизация.

Хлоритизация распространена на рудном поле повсеместно. Развитие в породах светлой слюды и образование в центральной части месторождения минерального парагенезиса грейзенового типа – результат второго этапа метасоматоза. Грейзенизация наиболее ярко проявлялась вокруг штока кварцевых порфиров “Центральный” в осадочных и интрузивных породах, образуя грейзеновое поле 500×250 м. К периферии месторождения она прослеживается линейными зонами вдоль даек и зон трещиноватости в осадочных породах. Регрессивный метаморфизм завершился карбонатизацией и пиритизацией пород.

Метасоматическая колонка, по данным буровых работ, выглядит следующим образом (сверху – вниз): метасоматиты хлоритовые и хлорит-серицитовые – 0–300 м; грейзены флюорит-кварц-топазовые – 300–650 м; роговики биотит-турмалиновые – ниже 650 м [6].

Жильные гидротермальные образования на месторождении представлены мелкими жилами и прожилками дорудного мелкозернистого кварца, прожилками касситерит-кварцевого состава, сульфидно-флюоритовыми прожилками и жилами пострудного шестоватого кварца.

Оловянная минерализация широко распространена во всех грейзенизированных породах, для грейзенов по осадочным породам характерна вкрапленность касситерита. Повышенные концентрации олова в этих грейзенах контролируются трещинными структурами и дайками. В дайках гранит-порфиров в пределах грейзеновой залежи наиболее высокие содержания олова увязываются с участками пересечения этих даек оловоносными штокверковыми зонами.

На флангах месторождения Экуг в хлорит-серицитовых и хлоритовых метасоматитах развиты штокверковые системы из оловоносных флюорит-кварцевых прожилков. Здесь и в центре выявлены оловоносные минерализованные зоны дробления, в которых зафиксированы максимальные для месторождения концентрации олова.

В рудах месторождения обнаружено более 60 минералов (табл. 1). При общей схожести минеральных комплексов экугские руды отличаются от туманинских преобладанием рудных минералов олова, вольфрама, ниобия, бериллия, свинца, цинка, молибдена и слюды, в том числе литиевых. Отличительная черта туманинских руд от экугских – сравнительное преобладание минералов Au и Ag.

Строение Восточного блока более простое. В его юго-восточной части картируются все четыре алевритито-песчаниковые пачки карнийского яруса, а северо-западная сложена породами амгуэмской свиты. Дизъюнктивная тектоника и магматизм блока в сравнении с первыми двумя развиты незначительно. Перспектив в отношении рудоносности согласно геологическим и геохимическим данным здесь нет.

МЕТОДИКА РАБОТ

Геохимическое изучение площади рудного поля выполнялось в варианте исследования эндогенных ореолов. На площади 35 км² по коренным обнажениям, элювиальным развалам и всем видам горных выработок было отобрано около 4500 лито-геохимических проб. Опробовались магматические образования, жильные и гидротермальные тела, метаморфизованные и неизмененные осадочные породы.

Из общего числа геохимических проб 4463 по рудному полю количество проб с месторождения Экуг составляет 2375 (53,2%), 841 (35,4%) из них взяты с поверхности, а остальные 1534 (64,6%) – по скважинам и в штольне. На месторождении Туманное опробованность поверхности и разреза примерно одинаковое – из 2011 проб с поверхности отобраны 1093 (54,4%) и 918 (45,6%) по скважинам. Полиметаллическое рудопроявление опробовано только с поверхности 77 пробами.

Наиболее детально геохимическое картирование проводилось в центральных частях месторождений Экуг, Туманное и рудного проявления полиметаллов, здесь опробованию подверглись все поверхностные горные выработки: канавы, траншеи, буровые площадки, а также штольня и большинство скважин колонкового бурения. Между горными выработками и на флангах опробование велось по коренным выходам пород и элювиальным развалам. Пробы отбирались с переменным шагом от 5 до 50 м. На флангах месторождений опробование проводилось по более редкой сети, в среднем через 250 м.

На поверхности в пробу включались несколько сколков пород с площадки 2×2 м по методу конверта, общей массой 200–300 г. По керну скважин сколки

отбирались с 5-метровой секции методом пунктирной борозды.

Все пробы имеют координатную привязку в трехмерном пространстве. Пробы анализировались в спектральной лаборатории СВКНИИ по методике ЭКСА на 32 элемента [7–10]. Данные по золоту получены методом атомной абсорбции.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В пробах обнаружено 28 элементов с различной частотой встречаемости (табл. 2). По приведенным данным можно судить о геохимической специфике рудного поля в целом и каждого его объекта отдельно. Для Экуга более типичны Be, W, Ge; для Туманного – Ba, Sb, и Au, а для проявления полиметаллов – Mo и In.

Таблица 2. Частота встречаемости элементов в породах геологических объектов Экуг-Туманинского рудного поля (в %).

Элемент	Э – Т	Э	Т	П
	n = 4463	n = 2375	n = 2011	n = 77
Литий	86,4	97,9	78,4	94,8
Бериллий	23,3	45,5	0,0	0,0
Бор	99,9	99,8	100	100
Хром	97,7	97,5	98,2	100
Никель	95,5	99,8	98,2	66,2
Медь	96,9	100	100	100
Цинк	96,7	99,6	100	98,7
Галлий	99,9	100	99,8	100
Германий	32,1	36,4	30,1	24,7
Мышьяк	43,7	48,8	42,2	14,3
Иттрий	1,2	2,01	0,4	0,0
Цирконий	55,6	30,3	88,1	88,3
Ниобий	1,1	0,3	1,7	9,1
Молибден	81,5	85,1	83,2	95,0
Серебро	96,9	99,1	98,8	100
Индий	0,3	0,4	0,1	3,9
Олово	96,5	99,4	99,8	100
Сурьма	31,6	4,2	65,9	22,1
Барий	28,9	12,9	50,3	27,3
Вольфрам	37,3	44,2	34,1	28,8
Золото А*	11,8	0,0	27,2	0,0
Свинец	99,8	99,6	100	100
Висмут	72,9	76,3	75,4	62,3
Магний	100	100	100	100
Кальций	94,5	92,0	97,2	100
Титан	96,8	99,7	100	100
Марганец	100	100	100	100
Железо	96,9	100	100	100

Примечание. Э-Т – Экуг-Туманинское рудное поле; Э – Экугское месторождение олова; Т – месторождение золота Туманное; П – рудопроявление полиметаллов; n – количество проб; А* – здесь и далее в табл. 3, 4 – данные абсорбционно-го анализа, n = 911.

Содержаниям обнаруженных элементов присущи значительные вариации на всех геохимических профилях как вблизи рудных зон, так и на участках без видимых проявлений гидротермальной минерализации. Содержания элементов удовлетворительно аппроксимируются логнормальным законом (табл. 3). Некоторые отклонения от этого закона наблюдаются по эксцессу у элементов с пониженной встречаемостью, что характерно для многих рудных объектов Северо-Востока России.

Для оптимального выделения геохимических типов эндогенных ореолов и руд вычислена оценка местного геохимического фона и определена индикаторная роль элементов [8] по отношению к оловянно-золотому и полиметаллическому оруденению.

Таблица 3. Оценки распределения содержаний элементов в Экуг-Туманинском рудном поле (n = 4463).

Элемент	\bar{C}	σ	A	E	$\overline{\ln C}$	$\sigma \ln C$	A	E
Оценки в г/т								
Литий	147	299	7,7	93,3	4,3	1,0	0,66	0,94
Бериллий	3,9	9,2	15,0	378	0,68	0,93	1,7	1,6
Бор	70,5	48,4	2,4	11,6	4,1	0,68	-0,44	0,53
Хром	32,2	39,6	16,7	544	3,2	0,71	-0,26	2,8
Никель	47,1	35,1	2,8	18,8	3,6	0,75	-0,79	2,1
Медь	30,0	34,0	8,2	109	3,2	0,62	0,89	2,0
Цинк	132	1134	36,5	1650	4,0	0,84	1,6	7,0
Галлий	14,9	7,4	2,5	20,8	2,6	0,47	-0,30	2,1
Германий	1,0	1,6	4,2	30,8	-0,62	1,0	1,1	-0,37
Мышьяк	821	4897	16,7	383	3,5	2,3	0,97	-0,13
Иттрий	6,5	3,4	13,3	211	1,8	0,18	9,2	90,6
Цирконий	44,0	28,5	8,0	189	3,6	0,55	0,20	-1,1
Ниобий	0,97	1,6	19,8	464	-0,15	0,28	8,8	85,1
Молибден	0,83	2,5	11,6	176	-0,83	0,87	1,3	3,9
Серебро	0,62	1,6	8,8	105	-1,4	1,1	0,98	1,0
Индий	0,11	0,34	32,9	1198	0,11	0,34	32,9	1198
Олово	98,1	318	7,4	70,3	2,5	2,0	0,58	-0,84
Сурьма	76,2	1135	21,4	487	1,3	1,3	2,2	7,1
Барий	45,5	43,2	4,3	40,3	3,6	0,62	1,4	0,58
Вольфрам	3,5	45,7	55,4	3356	-0,45	1,4	1,3	0,81
Золото	1,6	12,3	30,4	993	-0,12	0,49	5,9	43,3
Золото А*	0,42	2,7	17,2	367	-4,4	2,4	0,95	0,38
Свинец	44,6	327	38,1	1634	2,6	1,2	0,88	1,1
Висмут	10,0	19,3	7,2	97,6	1,6	1,1	0,55	0,14
Оценки в %								
Магний	1,4	0,57	2,6	14,3	0,23	0,38	-0,19	2,2
Кальций	1,7	2,4	4,7	32,8	-0,09	1,1	0,25	-0,41
Титан	0,56	0,46	1,9	4,2	-0,86	0,76	-0,04	0,55
Марганец	0,10	0,04	2,4	15,8	-2,4	0,37	0,34	0,29
Железо	5,2	1,9	1,8	6,1	1,6	0,34	0,15	1,36

Примечание. \bar{C} – среднеарифметическое содержание; σ – среднеквадратичное отклонение; A – асимметрия; E – эксцесс; $\overline{\ln C}$ – средний логарифм содержаний; $\sigma \ln C$ – среднеквадратичное отклонение логарифмов содержаний.

В качестве оценки содержаний элементов в геофоне принималось среднее гармоническое [1]. По соотношению фоновых содержаний с кларками (табл. 4) выделяются три группы элементов:

- группа с повышенными содержаниями (2,1–322);
- субкларковых (0,7–1,5);
- фон которых ниже кларка (0,1–0,6).

По отношению к местному геохимическому фону ЭТПП наиболее аномально по Au, W, Sb, Sn, As, Pb, Zn, Ag, Mo, Bi, Li, Be (рис. 2). Для одних элементов характерны высококонтрастные локальные аномалии (Be, Li, Bi, Ag на Экуге, Au на Туманном), для других (Sn, Sb, As, W, Mo, Pb, Zn) – на двух или даже на всех трех рудных объектах. Распределение остальных элементов более монотонное, иногда ос-

Таблица 4. Оценка местного геохимического фона Экуг-Туманинского рудного поля.

Элемент	Оценка местного фона	Кларк по А.П. Виноградову (1962 г)	Отношение к кларку
Литий	48,7	32,0	1,5
Бериллий	1,5	3,8	0,4
Бор	44,3	12,0	3,7
Хром	18,3	83,0	0,2
Никель	25,4	58,0	0,4
Медь	19,9	47,0	0,4
Цинк	42,5	83,0	0,5
Галлий	11,9	19,0	0,6
Германий	0,38	1,4	0,8
Мышьяк	9,3	1,7	5,5
Иттрий	6,2	2,9	2,1
Цирконий	32,0	170	0,2
Ниобий	0,84	2,0	0,4
Молибден	0,33	1,1	0,3
Серебро	0,16	0,07	2,3
Индий	0,10	0,25	0,4
Олово	3,6	2,5	1,4
Сурьма	2,4	0,5	4,8
Барий	30,8	650	0,1
Вольфрам	0,36	1,3	0,3
Золото А*	0,003	0,004	0,8
Свинец	7,9	16,0	0,5
Висмут	2,7	0,009	322
Магний	1,2	1,9	0,6
Кальций	0,56	2,9	0,2
Титан	0,31	0,45	0,7
Марганец	0,08	0,10	0,8
Железо	4,6	4,7	1,0

Примечание. Оценка Mg, Ca, Ti, Mn, Fe в %, остальных элементов – в г/т.

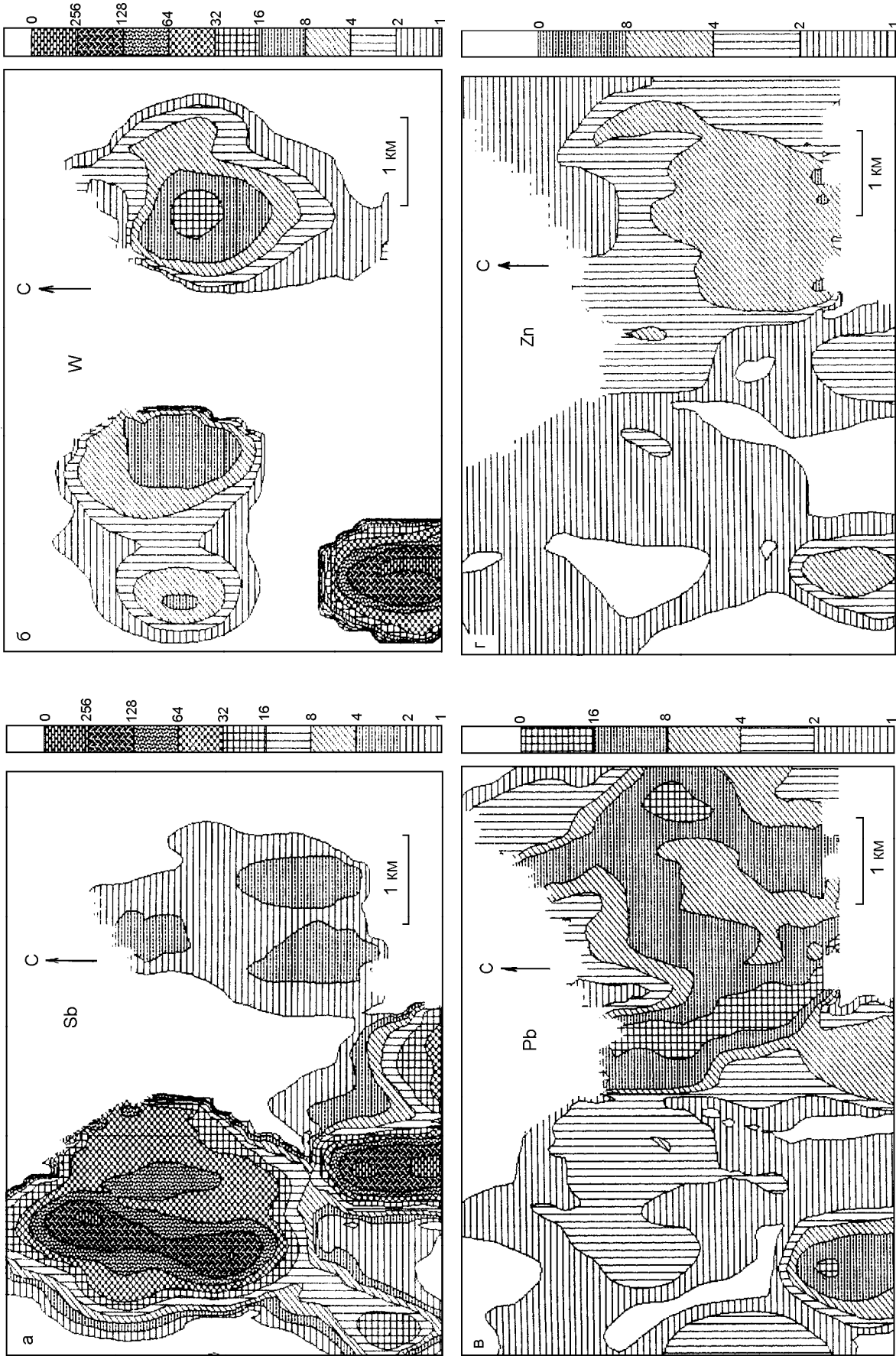


Рис. 2. Распределение содержаний элементов и геохимических таксонов на Экуг-Туманинском рудном поле. а-г - карты распределения отдельных элементов, м - карта распределения геохимических таксонов (орельно-рудных зон).

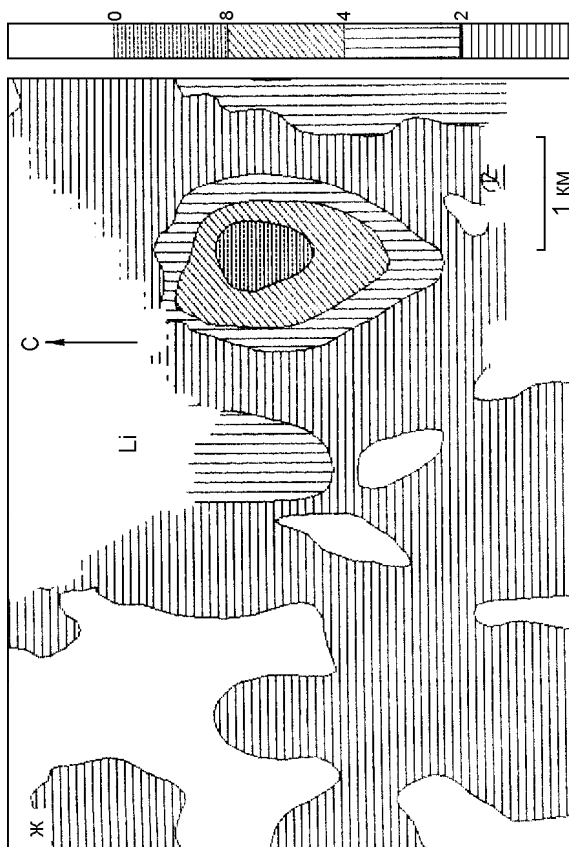
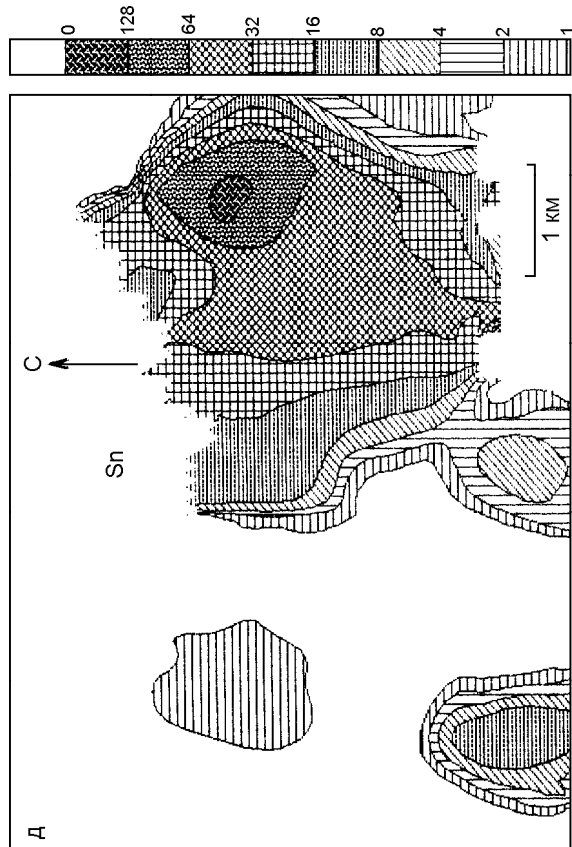
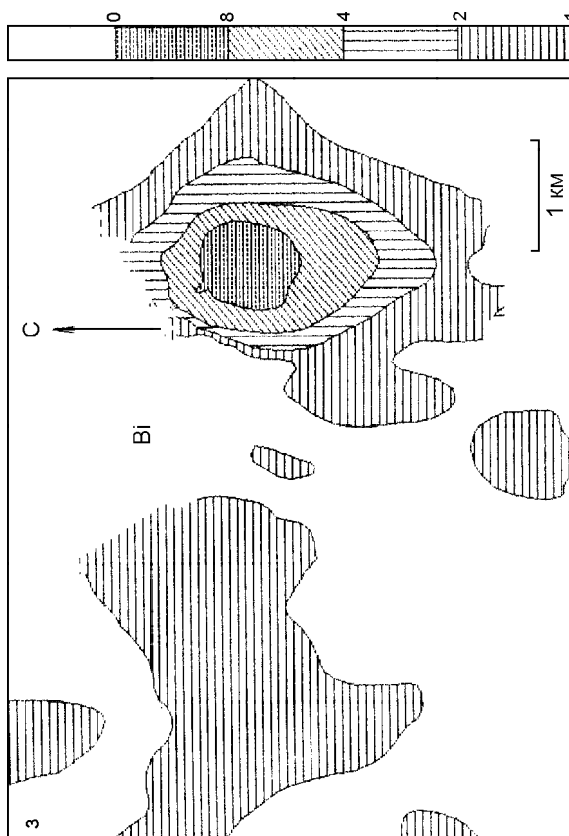
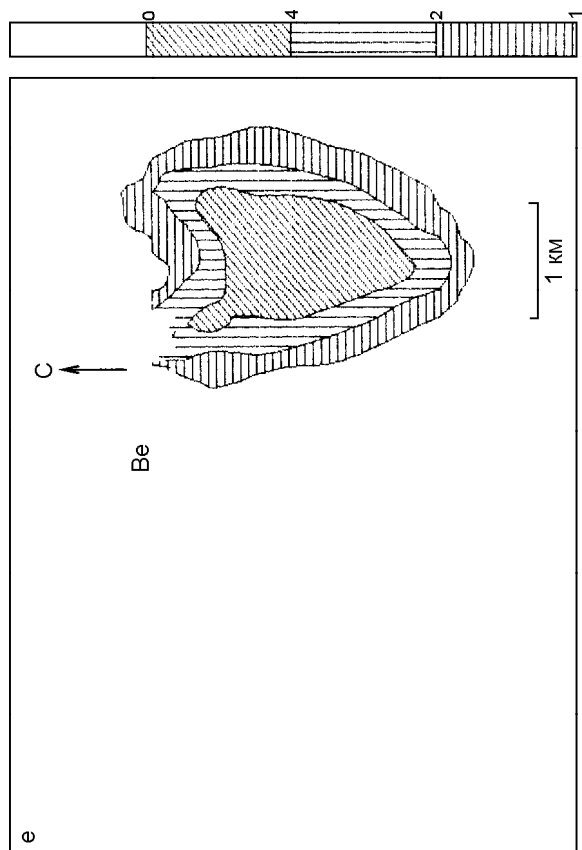


Рис. 2. Продолжение.

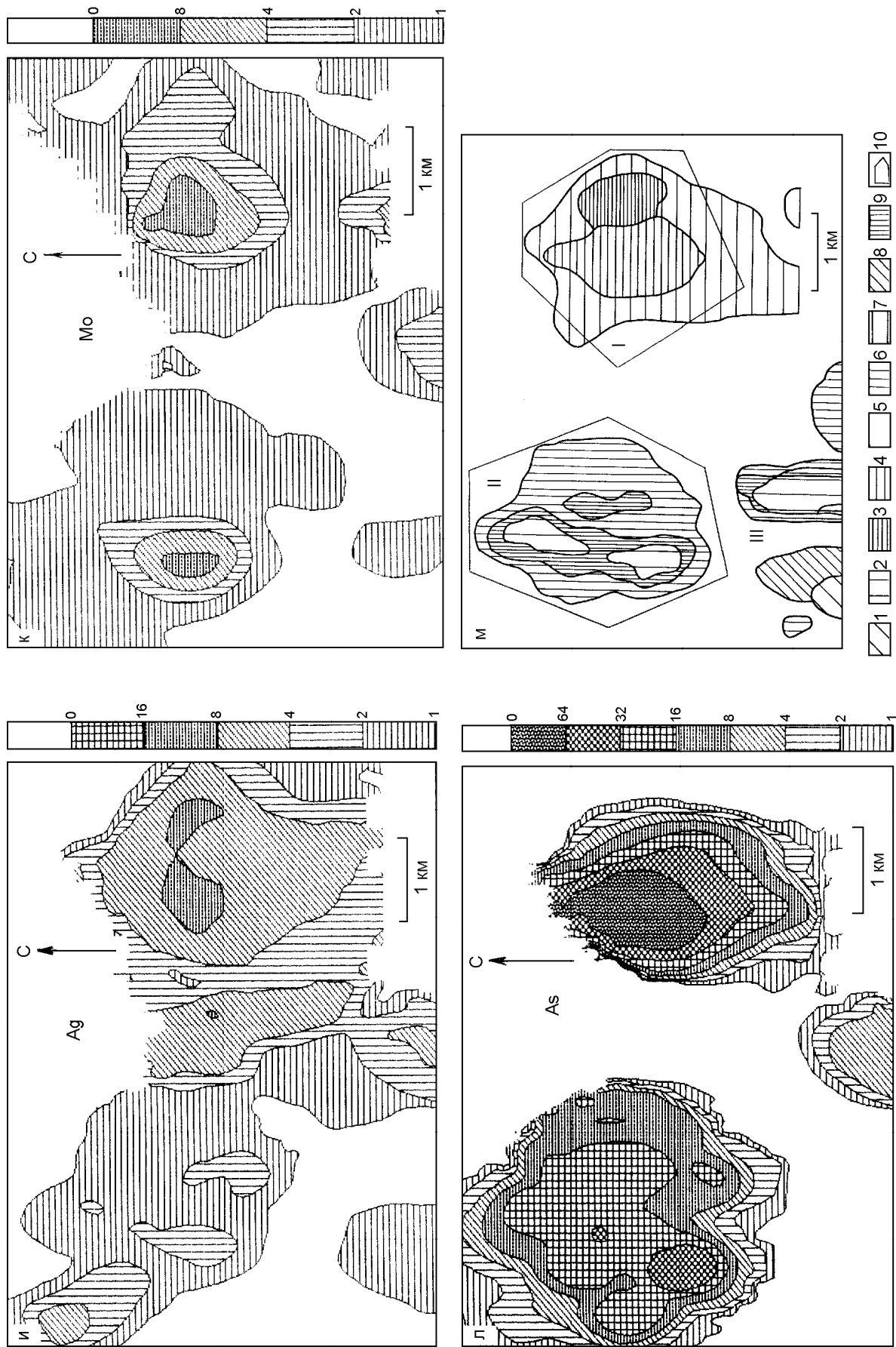


Рис. 2. Продолжение.

На рис. 2 м: 1 – первая вольфрам-полиметаллическая зона, 2 – верхнерудная золото-сурьмяная, 3 – верхнерудная оловянная, 4 – рудная мышьяк-олово-редкометалльная, 5 – геофон рудного поля, 6 – внешняя ореолово-рудная сурьмяно-золотая зона, 7 – внешняя ореолово-рудная олово-полиметаллическая, 8 – вторая вольфрам-полиметаллическая, 9 – рудная сурьмяно-золотая, 10 – контуры рудных объектов: Эжуг (I), Туманное (II), полиметаллическое рудопроявление (III).

Таблица 5. Информативность элементов по отношению к разным типам оруденения.

Ассоциация	Элемент	Оценка индикаторной роли элементов		
		1	2	3
Олово-редкометалльная	Олово	1,70	-0,38	-1,17
	Бериллий	1,20	-0,54	-0,84
	Висмут	1,10	-0,56	-0,51
	Литий	1,06	-0,02	-1,01
	Серебро	1,02	0,06	-0,67
Мышьяк-редкометалльная	Вольфрам	0,44	-0,20	0,02
	Галлий	0,38	-0,52	-0,15
	Мышьяк	0,36	-0,74	0,07
	Молибден	0,32	-0,16	0,07
	Кальций	0,30	-0,70	0,14
	Германий	0,30	-0,38	0,04
	Хром	0,14	-0,27	-0,07
Полиметаллическая	Свинец	0,55	0,84	-0,41
	Медь	0,46	0,23	-0,41
	Марганец	0,30	0,95	-0,11
	Цинк	0,08	0,40	-0,06
	Железо	-0,02	1,08	-0,15
	Магний	-0,09	0,58	-0,20
	Титан	-0,66	1,04	0,05
Золото-сурьмяная	Бор	-0,10	0,004	0,18
	Золото	-0,26	-0,18	0,32
	Барий	-0,48	-0,49	0,78
	Никель	-0,69	0,45	0,50
	Сурьма	-0,91	-0,43	1,19
	Цирконий	-1,10	0,26	1,06

Примечание. Виды оруденения: 1 – олово-редкометалльное; 2 – полиметаллическое; 3 – золото-сурьмяное.



Рис. 3. Индикаторная роль элементов по отношению к оловянному (ΔI) и золотому (ΔII) оруденению на Экуг-Туманинском рудном поле.

$\Delta I, \Delta II$ – нормированные отклонения эталонов оруденений для Экугского и Туманинского месторождений (соответственно).

ложненное небольшими по площади малоcontrastными аномалиями на одном из объектов (Cu, Ca, Ti). Все элементы с аномальным распределением представлены в минеральной форме (табл. 1).

Результаты оценки индикаторной роли элементов сведены в табл. 5. Данные свидетельствуют, что все химические элементы, в зависимости от вида оруденения, имеют разную информативность – от очень высокой до малой. Один и тот же элемент может обладать высокой информативностью с положительной тенденцией к одному виду оруденения и отрицательной по отношению к другому виду. Карты распределения Sn, Li, Be, Sb, Ag (рис. 2) подтверждают избирательную и высокую индикаторную роль этих элементов по отношению к проявленному здесь оловянному, золотому и сурьмяному оруденению.

Комбинированными методами корреляционного и факторного анализов в комплексе исследованных элементов выявлены четыре основные геохимические ассоциации, характерные для рудного поля:

1. Олово-редкометалльная, ядро которой составляют Sn, Li, Be, Bi, Ag. Наиболее контрастно проявлена на месторождении Экуг.

2. Мышьяково-редкометалльная (As, Mo, W, Ca, Cr, Ge, Ga), примерно одинаково проявляющаяся на всех трех рудных объектах.

3. Полиметаллическая (Cu, Zn, Pb, Fe, Mg, Mn, Ti), приуроченная в основном к рудопоявлению полиметаллов, хотя распространена по всему рудному полю.

4. Золото-сурьмяная (ядро – Au, Sb, Zr, Ba, B, Ni), свойственная месторождению Туманное.

Первая и четвертая ассоциации находятся в антагонистических отношениях, а вторая и третья служат связующим звеном между золотым и олово-редкометалльным оруденением, что хорошо видно из соотношения индикаторной роли элементов (см. табл. 5 и рис. 3). Как следует из приведенных данных, наиболее контрастно индикаторная роль элементов проявлена у олово-редкометалльной и золото-сурьмяной геохимических ассоциаций.

При сопоставлении среднего уровня концентрации и неравномерности распределения элементов выявляется характер геохимического поля. Эффективными оценками этих параметров в условиях логнормального распределения служат средний логарифм содержаний элемента в геофонах и дисперсия логарифмов этих содержаний. Первый указывает на геохимическую специализацию территории, а вторая – на способность элемента к концентрированию [11]. Учитывая, что эти два параметра при логнормальной аппроксимации независимы, диаграмма в их координатах

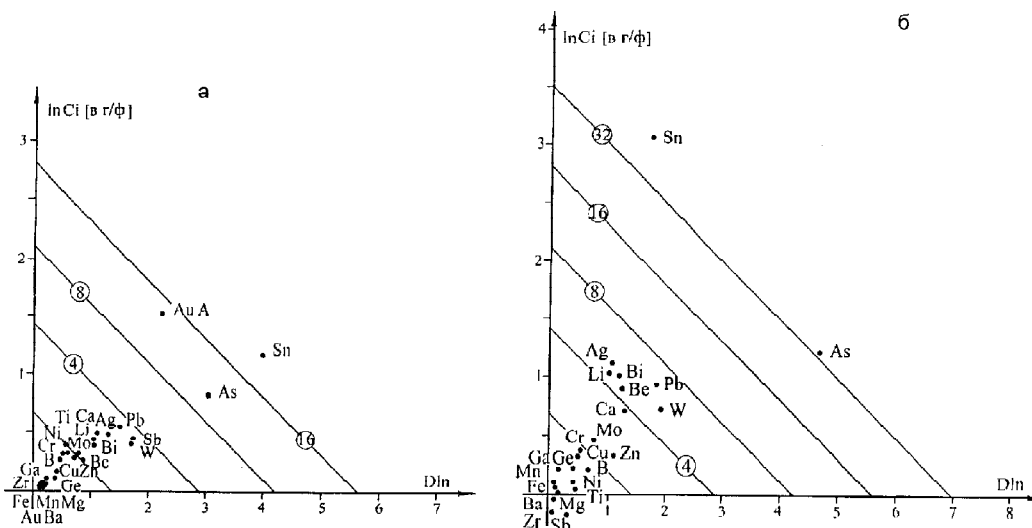


Рис. 4. Геохимическая специализация рудного поля (а) и месторождения Экуг (б).

Наклонные линии – линии равных математических ожиданий (МО) в геофонах (г/ф).

натах (рис. 4) дает простой и наглядный способ анализа всего комплекса элементов и выделения в нем главных и второстепенных рудных компонентов.

На рис. 4 показаны данные по всему рудному полю и месторождению Экуг. Четко проявленная геохимическая специфика рудного поля состоит в том, что аномальность и способность к концентрированию наиболее высоки по элементам олово-редкометалльной ассоциации, для остальных же ассоциаций они значительно меньше, хотя заметно выделяются их отдельные элементы (Au, Sb, Pb).

На диаграмме (рис. 4б) видно, что главными рудообразующими элементами на месторождении Экуг является Sn и As. Масштаб по осям диаграммы специально выбран так, что вдоль линий под углом 135° расположены фигуративные точки элементов с одинаковыми математическими ожиданиями (МО) надфоновых концентраций. Имеющийся материал по минеральному составу руд исследуемого рудного поля дает основание предполагать, что все элементы, у которых МО надфоновых концентраций превышает 4–8, могут принимать существенное участие в комплексных рудах и образовывать интенсивные эндогенные ореолы.

По результатам картирования содержаний элементов проведено геохимическое районирование рудного поля. Особенности распределения элементов на исследованной территории позволили выделить девять таксонов, отображающих геохимически однородные участки. Восемь из них представляют рудно-ореольные области, один – геофон рудного поля (табл. 6, рис. 2м)

Область оловянного оруденения характеризуется тремя геохимическими типами (таксонами). Среди них выделяются (см. табл.6):

таксон 3 – верхнерудная оловянная зона, приурочена к штокверкоподобному оруденению в грейзенизированных осадочных породах;

таксон 4 – рудная мышьяк-олово-редкометалльная зона, приуроченная к полю развития даек и жильных тел в грейзенизированных осадочных породах;

таксон 7 – внешняя рудно-ореольная зона, приурочена к периферии месторождения Экуг.

Золотое оруденение характеризуется также тремя типами, среди которых выделяются (табл. 6):

таксон 2 – вероятно, верхнерудная золото-сурьмяная зона на местности соотносится с измененными контактовым метаморфизмом осадочными породами;

таксон 9 – рудная сурьмяно-золотая зона, оконтуривающая участок развития многочисленных даек и жильных тел;

таксон 6 – внешняя ореольно-рудная сурьмяно-золотая зона на периферии месторождения Туманное.

Два геохимических типа (8 и 1, табл. 6) характеризуют полиметаллическое оруденение, образуя две различающиеся по интенсивности вольфрам-полиметаллические рудные зоны.

Распределение геохимических таксонов показано на рис. 2м. Их композиция отличается четкой определенностью и выявляет сложную комплексную геохимическую структуру исследованной территории. При картировании отчетливее всего локализуются “оловянные” таксоны 3, 4, 7, оконтуривающие месторождение Экуг. У “золотых” таксонов расположение более сложное: они кроме того, что оконтуривают месторождение Туманное, еще образуют и небольшой по размерам, обособленный, но не обрамленный полностью участок на южном фланге рудного поля. Два

Таблица 6. Среднее содержание элементов в геохимических типах ореолов и руд Экуг-Туманинского рудного поля (в геофонах).

Элемент	Геохимические типы ореолов и руд								Геофон
	3	4	7	8	1	2	9	6	5
Олово	110	45,3	33,8	8,3	5,9	0,7	0,8	1,0	3,2
Висмут	2,4	7,1	1,7	0,7	0,9	0,9	1,1	1,0	0,8
Серебро	7,5	6,9	4,3	1,5	1,4	1,4	1,6	1,7	1,9
Литий	2,1	6,3	1,9	1,5	1,6	1,1	1,0	1,1	1,4
Бериллий	2,5	4,5	1,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Мышьяк	14,1	75,5	10,8	0,6	0,5	14,9	19,3	13,5	2,2
Вольфрам	4,7	10,4	1,9	207	93,1	1,4	2,9	4,1	3,4
Молибден	2,6	5,5	1,8	1,0	0,9	1,9	2,4	1,8	1,0
Хром	1,7	2,1	1,7	1,1	1,1	1,2	1,4	1,6	1,4
Кальций	1,6	4,2	1,6	1,0	0,9	1,3	2,0	2,4	1,5
Германий	1,4	1,8	1,0	0,9	1,0	0,9	1,0	1,2	0,9
Галлий	1,3	1,4	1,1	0,9	0,9	0,8	1,0	1,1	1,0
Свинец	13,3	7,5	8,6	12,8	8,8	1,7	1,9	2,4	4,7
Цинк	3,7	3,4	4,5	4,1	3,4	1,0	1,2	1,5	1,8
Медь	1,7	2,2	1,8	1,4	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1
Титан	1,7	1,7	1,7	3,0	3,0	2,4	2,3	2,0	2,3
Магний	1,1	1,2	1,2	1,3	1,4	1,0	1,1	1,2	1,2
Марганец	1,1	1,1	1,3	1,6	1,9	1,0	1,0	1,1	1,2
Железо	1,1	1,1	1,2	1,5	1,6	1,0	1,1	1,1	1,2
Никель	1,7	1,6	1,8	2,1	2,2	1,8	2,1	2,2	2,0
Бор	1,5	1,9	1,6	1,4	1,4	1,2	1,4	1,5	1,2
Сурьма	1,0	1,7	1,6	1,5	1,5	213	100	43	3,5
Золото	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	27,5	1550	1120	1,0
Цирконий	0,8	0,9	0,8	1,2	1,2	1,1	1,3	1,4	1,1
Барий	0,9	1,1	0,9	0,9	0,9	1,0	1,2	1,2	0,9

Примечание. 1–9 – номера таксонов.

“вольфрамовых” таксона приурочены только к рудопроявлению полиметаллов, образуя небольшой локальный и не полностью оконтуренный участок.

В распределении на рудном поле этих трех основных групп таксонов (“оловянных”, “золотых” и “вольфрамовых”) намечается интересная особенность, которая заключается в том, что “оловянные” таксоны образуют локальный, почти изометричный контур на месторождении Экуг. Он окружен концентрической “пустой” зоной (геофон) шириной около 1,5 км. “Золотые” таксоны, локализованные на месторождении Туманное и в безымянном контуре на юге рудного поля, укладываются в сегмент концент-

рической области шириной до 2 км, удаленной от центра Экуга на 2,5-3 км. Участок с “вольфрамовыми” таксонами расположен на расстоянии 5 км от центральной части месторождения Экуг. Этот намечающийся порядок свидетельствует о проявлении на рудном поле концентрической латеральной зональности в распределении основных металлов олова → золота → вольфрама (от центра к периферии). Хотя эта зональность не совсем согласуется с геолого-структурными особенностями линейно-блокового строения рудного поля, однако ее проявление можно объяснить следующим образом.

Как известно, обобщенные ряды геохимической зональности базируются на усредненных эмпирических данных и имеют вероятностный характер. Так что во многих конкретных случаях выявленная геохимическая зональность плохо согласуется с обобщенным рядом. Причины тому – не только оригинальные геологические условия, термодинамический режим процесса образования руд месторождения, а и многие другие факторы и в том числе индивидуальные свойства элементов, составляющих руды. Поэтому не случайны попытки исследовать и уточнить или пересмотреть этот ряд с привлечением фундаментальных свойств элементов. Интересные исследования в этом направлении проведены [2] и [5].

Так А.Д. Канищев нашел, что более чем из 30 исследованных им свойств для 28 элементов лишь некоторые согласуются со сводным графом его ряда геохимической зональности (температуры плавления и кипения, ионные плотности, величины твердости, нормальные электродные потенциалы и средние энергии ионизации атомов). Эмпирической базой здесь послужила матрица частот взаиморасположения повышенных концентраций химических элементов в 3041 эндогенных месторождениях мира. А согласующийся с указанными свойствами элементов сводный граф вертикальной зональности построен для ионов.

Е.К. Горелова учитывала 10 основных свойств для ионов и элементов. Ею построен ряд вертикальной зональности для 50 элементов, в котором олово занимает 35, золото – 42, а вольфрам – 49 место. С этим взаиморасположением согласуется выявленная на Экуг-Туманинском рудном поле латеральная зональность в распределении основных металлов (Sn-Au-W).

В этом ряду (Sn-Au-W) закономерно изменяются важнейшие свойства элементов, определяющие их внутренние факторы миграции (миграционную способность). Возрастают в ряду: температура плавления и кипения, теплота плавления, испарения и сублимации, то есть энергетические свойства элементов,

сильно положительно связанные между собой, а убывают: атомный радиус и атомный объём, энтропия и приведенный термодинамический потенциал кристаллического состояния, также тесно связанные между собой. Эти две группы свойств элементов между собой почти независимы (связь между ними положительная, но очень слабая, на грани критической).

По всей видимости, в зональном распределении олова, золота и вольфрама определяющую роль сыграли энергетические внутренние факторы миграции. Это могло произойти только в том случае, если существовала единая энергетическая система для дифференциации элементов. В качестве таковой можно предположить рудно-магматическую систему в виде металлоносной гипабиссальной интрузии. Механизм кристаллизации подобных интрузий и его геохимические последствия для дифференциации металлов обстоятельно и убедительно рассмотрены в гипотезе Л.В. Таусона (1972), согласно которой в процессе кристаллизации интрузии, богатой F и H₂O, олово неизбежно концентрируется в верхнем, а золото и вольфрам – в нижнем очаге расплавов (в полном согласии с их внутренними факторами миграции).

Путь миграции олова с высокотемпературными рудными флюидами из верхнего очага расплавов к месту рудоотложения оказывается короче (и вероятно проходит быстрее), по сравнению с транспортировкой гидротермами золота и вольфрама из нижнего очага расплавов. Такой механизм образования месторождений позволяет объяснить нередкое сонахождение на небольшом расстоянии (4–7 км) от крупных эндогенных месторождений олова месторождений или проявлений золота. В таких случаях можно говорить о закономерной генетической связи оловянного и золотого оруденения (единый рудно-магматический очаг) и о более раннем рудоотложении олова по сравнению с золотом и вольфрамом.

В дальнейшем при более детальном исследовании месторождения Экуг (имеющийся материал позволяет геохимически “вскрыть” его на глубину около 600 м) вопросам геохимической зональности в распределении олова и сопутствующих элементов будет уделено внимание с учетом особенностей кристаллизации металлоносных гипабиссальных интрузий.

Таким образом, концентрическая латеральная зональность в распределении основных металлов на ЭТП является положительным примером для гипотезы [12] о дифференциации элементов по глубине в процессе кристаллизации металлоносных гипабиссальных интрузий и последующем их транспорте из двух разноразмерных очагов расплавов.

ВЫВОДЫ

Методика исследований и схема обработки данных позволили:

- выявить главные геохимические черты ЭТП и определить основные элементы-индикаторы трех видов оруденения в его пределах: олово-редкометалльного (Sn, Li, Be, Bi, Ag), золото-сурьмяного (Au, Sb, Zr, Ba, Ni) и вольфрам-полиметаллического (Mo, W, Cu, Zn, Pb, Fe);

- определить “оловянную”, “золотую” и “вольфрамовую” группы геохимических таксонов;

- установить геохимическую структуру ЭТП, где четко обособляются три структуры меньшего размера: олово-редкометаллическая, золото-сурьмяная и вольфрам-полиметаллическая. Каждая из них обладает индивидуальными геохимическими и типоразмерными характеристиками и территориально соотносится с месторождениями Экуг, Туманное и рудопроявлением полиметаллов;

- выявить латеральную концентрическую зональность, заключающуюся в смене геохимических ассоциаций от центра к периферии (олово-редкометаллическая → золото-сурьмяная → вольфрам-полиметаллическая);

- предположительно установить генетическую связь оловянного, золотого и вольфрамового оруденения с металлоносной гипабиссальной интрузией кристаллизация которой шла одновременно в двух камерах и что механизм становления таких интрузий обуславливает сонахождение в пределах рудного поля месторождений олова и золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородкин Н.А., Приставко В.А. Основные черты геохимического поля оловорудного проявления Мыслереннет // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР: Сб. науч. тр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 105–123.
2. Горелова Е.К. О возможности расчета зональности рудных месторождений по совокупности физико-химических свойств элементов // Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых (III Всесоюзное совещание, Самарканд, 1982). М.: ИМГРЭ, 1982. С. 48–51.
3. Грешилов А.И., Козлов Г.П. Некоторые геологические особенности Экугского оловорудного месторождения // Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969. С. 129–137.
4. Дубинин Е.Г., Маркин Е.А. Иульгинский оловоносный район // Оловорудные месторождения СССР. М.: Недра, 1986. Кн. 1. С. 213–222.
5. Канищев А.Д. Главные факторы геохимических ассоциаций и вертикальной геохимической зональности эндогенных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1977. № 6. С. 80–99.

6. Митропольский П.Б. Новые данные о вещественном составе руд и метасоматической зональности Экугского рудного поля // Колыма. 1992. №1. С. 15–17.
7. Приставко В.А. Картирование эндогенных ореолов оловорудных тел на основе информационных мер // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск, 1979. Ч. 1. С. 129–130.
8. Приставко В.А. Локальный количественный прогноз оловянного оруденения по эндогенным ореолам // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР, Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 3–19.
9. Приставко В.А. О геохимических исследованиях в лаборатории геохимии СВКНИИ // Колымские вести. 2000. № 8. С. 47–51.
10. Приставко В.А., Устюжин П.В., Сафронов Д.В., Попова Л.А. Экспрессный полуколичественный спектральный анализ геохимических проб на широкий круг элементов // Методы прикладной геохимии. Иркутск: Сиб. Геохи, 1981. Ч. 2. С. 231.
11. Таусон Л.В., Дубов Р.И., Козлов В.Д., Кузмин М.И. Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах // Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965. С. 5–23.
12. Таусон Л.В. О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, № 2. С. 447–450.

Поступила в редакцию 27 ноября 2000 г.

Рекомендована к печати В.И. Гончаровым

N.A. Borodkin and V.A. Pristavko

Geological-geochemical characteristics of the Ekug-Tumaninsky ore field (Chukotka)

The geological composition of the famous in Eastern Chukotka Ekug-Tumaninsky ore field with tin and gold-antimony mineralization is described. By the results of geological-geochemical research the following was established: an assemblage of 28 elements, the level of the local geochemical background and the indicator role of every element with respect to tin, gold and polymetallic mineralization; the anomalous character of the Ekug-Tumaninsky ore field with respect to Au, W, Sb, Sn, As, Pb, Zn, Ag, Mo, Bi, Li and Be: four characteristic geochemical assemblages: tin-rare metal, arsenic-rare metal, polymetallic and gold-antimony; geochemical structure of the Ekug-Tumaninsky ore field where three smaller structures are distinguished: tin-rare metal, gold-antimony and tungsten – polymetallic taxons; concentric lateral zonation in the distribution of the basic metals Sn → Au → W in the ore field; and the genetic relationship of tin, gold and tungsten mineralization caused by crystallization of the metal-bearing hypabyssal intrusion.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И
ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МУТНОВСКОГО РУДНОГО
ПОЛЯ (КАМЧАТКА)

*И.Д. Петренко**, *Н.М. Большаков***, *В.А. Гуменюк****, *А.А. Полетаева*****

**Камчатприродресурс, г. Петропавловск-Камчатский*

*** ОАО Камгео, г. Петропавловск-Камчатский*

**** Дальневосточный научно-исследовательский институт минерального сырья, г. Хабаровск*

***** Камчатский территориальный гидроэкоцентр ГДП Камчатнедра, г. Петропавловск-Камчатский*

Рассматривается взаимосвязь минералогической и геохимической зональности золото-серебро-полиметаллической минерализации, приуроченной к палеовулканической постройке плиоцен-раннеплейстоценового возраста. На основе изучения газово-жидких включений и палеовулканического анализа выполнены реконструкции геоморфологической и гидрогеохимической обстановки в период рудообразования и сделаны выводы о ее генезисе, объясняющие причину описанной зональности.

Гидротермальная система формировалась после прекращения активного вулканизма. На первых стадиях параметры ее определялись температурным режимом остывающего близповерхностного периферического магматического очага, в результате формировались серебро-полиметаллические руды с отчетливо выраженной латеральной концентрической зональностью. По мере остывания очага на первый план стали выступать структурные факторы. Оруденение поздних стадий формируется уже в зонах крупных тектонических нарушений и по отношению к ранней зональной системе является секущим.

Ключевые слова: палеовулкан, геохимия, зональность, золото-серебро-полиметаллическая минерализация, Камчатка.

Мутновское рудное поле располагается в южном отрезке Центрально-Камчатского вулканического пояса и приурочено к Жировской палеовулканической постройке плиоцен-раннеплейстоценового возраста [1]. В пределах рудного поля проведен обширный комплекс тематических работ, включающий, кроме структурных исследований, изучение его минералогических и геохимических особенностей [2].

Жировской палеовулкан представляет собой дифференцированную палеовулканическую постройку, в которой состав вулканитов меняется от базальтов до риолитов. Его центральная часть сложена субвулканическими телами различного состава, эксплозивными брекчиями жерловой фации и интрузией габбро – габбродиоритов. Интрузия представляет собой многофазное магматическое тело, включающее, наряду с крупнозернистыми габбронритами, микрогаббро, габбродиоритовые порфириды, а в зоне эндоконтакта и стеклосодержащие (до 10–15%) разности. Рудная минерализация наложена на все самые молодые образования палеовулкана.

Рудное поле площадью около 25 км² охватывает днище, в меньшей степени – внутренние склоны

эрозионно-тектонической кальдеры. Современные абсолютные отметки днища кальдеры – 300–500 м (без учета голоценового эрозионного вреза), отметки водоразделов – 900–1300 м. Кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-сульфидные жилы развиты в интервале абсолютных высот от 80 до 550 м, эпизодически встречаясь на отметках 550–675 м. Всего на рудном поле выявлено более 150 кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-сульфидных жил и зон прожилкования, но почти 80% жильной массы сосредоточено в главной рудной зоне – зоне Определяющей, почти по центру пересекающей все рудное поле в субмеридиональном направлении. По минеральному составу оно относится к галенит-сфалерит-блеклорудному минеральному типу золото-серебряной формации.

В пределах рудного поля устанавливается достаточно четко выраженная концентрическая зональность распределения рудной минерализации (рис. 1а). Ядро этой структуры диаметром около 1,2 км представляет собой зону кварц-сульфидных жил с массивным полиметаллическим оруденением (зона I). Область максимального развития полиметаллического оруденения охватывает интрузию габбро-

диоритов, практически не выходя за ее пределы. Набор рудных минералов в жилах разнообразный, жильное выполнение – кварцевое.

Ядро рудоносной структуры оконтуривается зоной развития кварцевых жил с прожилково-вкрапленным полиметаллическим оруденением шириной 0,1–1 км, пространственно тяготеющей к эндо- и экзоконтактам интрузии (зона II). Следующая зона шириной 0,1–1 км содержит кварцевые жилы с убоговкрапленным полиметаллическим оруденением (зона III). Она проявлена преимущественно в породах субвулканической и жерловой фаций, реже распространяется в образования эффузивно-пирокластических фаций. Еще далее от центра располагается зона кварц-карбонатных жил с пиритом и убогой полиметаллической минерализацией, шириной 0,2–0,9 км (зона IV). Она развита в эндоконтактах области интенсивного развития субвулканических тел и в примыкающих к ней образованиях эффузивно-пирокластических фаций, а на востоке – в вулканогенно-осадочных образованиях фундамента. Периферия этой структуры (зона V) представляет собой зону штокверкового карбонатного, цеолит-карбонатного прожилкования. На восточном фланге слабо проявлены лишь карбонатные прожилки.

В целом в этой зональной структуре от центра к флангам идет убывание количества сульфидов в жилах и смена кварца карбонатами. Относительно кварц-сульфидного ядра наблюдается асимметрия структуры: растянутость к востоку и сжатость к западу, что, видимо, объясняется характером рельефа палеокальдеры на период рудообразования. Результаты палеогеоморфологических и палеогидрохимических реконструкций свидетельствуют, что дно кальдеры было пологонаклонным и открытым на северо-восток, а западнее жильной зоны Определяющей начинался крутой склон внутреннего борта кальдеры.

В центре этой ядерной концентрически-зональной структуры располагается интрузия габбро-диоритов, наиболее позднее магматическое тело, по видимому, определяющее температурный режим гидротермальной системы и ее зональность на ранних стадиях формирования. В эту концентрическую зональность не вписываются жилы, содержащие золото-серебряное оруденение. В первую очередь – это северный фланг зоны Определяющей, представленный линейными рудоносными структурами, наложенными на концентрические зоны, и условно выделяемый в зону VI. Следовательно, заключительные этапы формирования гидротермальной системы подчинялись другим закономерностям.

Минералогическая зональность подтверждается и наличием зональности геохимической, также имеющей концентрическую структуру. Как в жиль-

ных образованиях, так и во вмещающих породах наблюдается постепенное изменение степени концентрации типоморфных химических элементов от центра к периферии. Наиболее контрастные геохимические ореолы тяготеют к центральной части рудного поля, причем максимумы их значений пространственно сближены и приурочены к узлу пересечения крупных разломов близмеридионального и северо-восточного простирания в районе южного фланга зоны Определяющей. К периферии концентрации всех рудных элементов уменьшаются до фоновых значений.

В пределах рудного поля можно выделить четыре ассоциации (рис. 1б, табл. 1).

Редкометалльная ассоциация (Bi, W, Mo) пространственно совпадает с центром концентрически зональной структуры, представленной многосульфидными жилами с массивным оруденением (кварц-сульфидное ядро). Характеризуется слабо контрастными ореолами редких металлов на фоне высококонтрастных ореолов всех рудных металлов. Площадь развития редкометалльной ассоциации существенно меньше площади кварц-сульфидного ядра и приурочена к узлу пересечения упомянутых разломов.

Полиметаллическая ассоциация (Cu, Pb, Zn, Cd) занимает существенно большую площадь и включает предыдущую, пространственно совпадая с площадью развития многосульфидных и умеренно-сульфидных жил с массивным оруденением. Ведущим направлением в концентрировании оруденения является зона крупного разлома северо-восточного простирания. Степень концентрации элементов уменьшается к периферии, где интенсивность их накопления в 2–3 раза ниже, чем в центральной редкометалльной ассоциации. Полиметаллическая ассоциация приурочена к апикальной части интрузии габбродиоритов.

Золото-серебряная ассоциация, перекрывает и выходит за пределы вышеописанных, пространственно совпадая с зоной развития золото-серебряных и малосульфидных жил. В морфологии ореолов Au и Ag преобладающим направлением является субмеридиональное при подчиненном северо-восточном. К периферии отмечается понижение концентраций, при увеличении площади аномалий серебра. На северном продолжении зоны Определяющей интенсивность накопления Au больше, чем Ag, и, в целом, концентрации Au и Ag здесь в несколько раз выше, чем в жилах восточного обрамления, что свидетельствует о наложенном характере золото-серебряной ассоциации. Полиметаллическое оруденение в этой зоне присутствует, но степень концентрации металлов уменьшается на порядок по сравнению

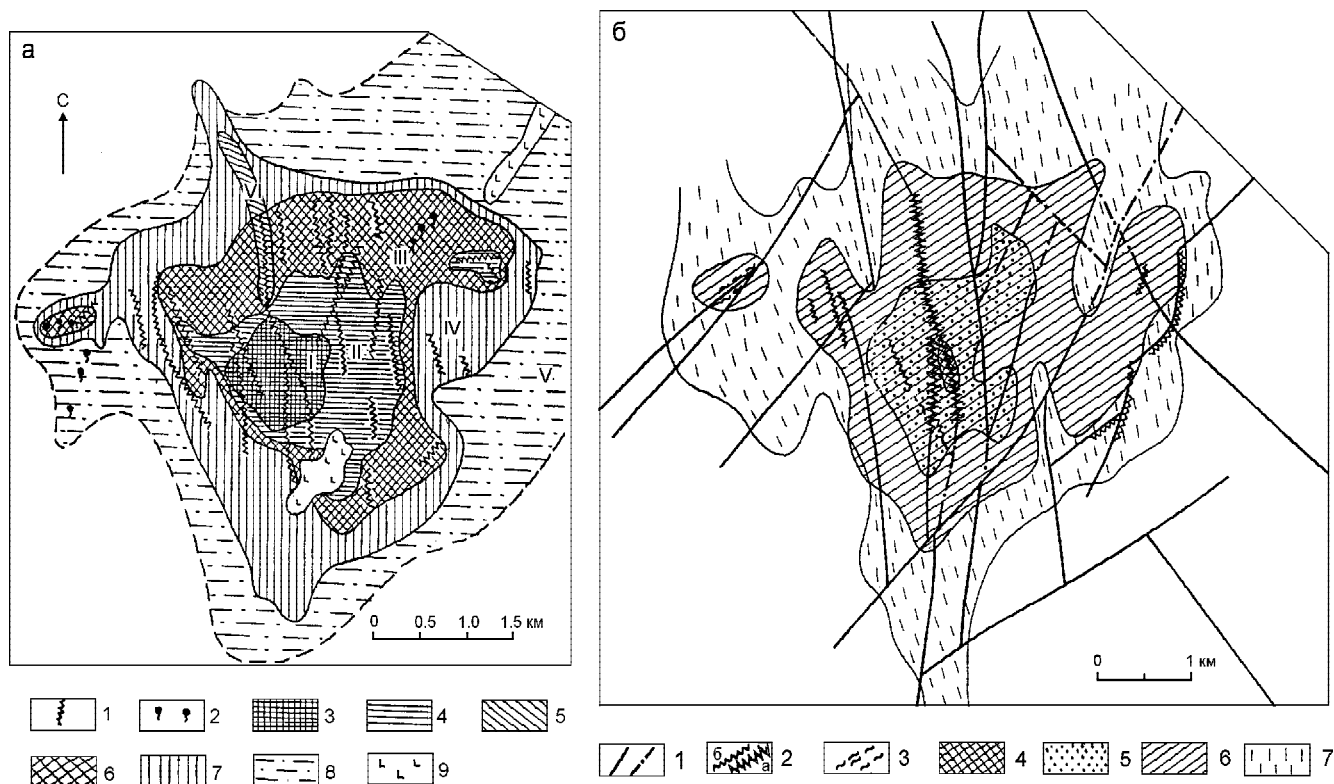


Рис. 1. Минералогическая (а) и геохимическая (б) зональность Мутновского рудного поля.

а: 1 – гидротермальные жилы, 2 – современные термальные источники, 3–8 – зоны с различным характером жильного выполнения: 3 – многосульфидные жилы (кварц-сульфидное ядро), 4 – умеренно-сульфидные жилы, 5 – золото-серебряные, 6 – малосульфидные жилы, 7 – кварцевые жилы с пиритом, 8 – карбонатные и карбонат-цеолитовые жилы и прожилки, 9 – четвертичные базальты. I–VI – номера зон в тексте.

б: 1 – разрывные нарушения, 2 – жилы : а – Определяющая, б – прочие, 3 – зоны прожилкования, 4–7 – геохимические ассоциации: 4 – редкометалльная, 5 – полиметаллическая, 6 – золото-серебряная, 7 – мышьяково-сурьмяная.

Таблица 1. Геохимическая характеристика жильных образований Мутновского рудного поля, мг/кг.

Геохимические зоны	Местонахождение жил	n	Параметры	Au	Ag	As	Sb	Cd	Pb	Zn	Cu	Sn	Bi
Редкометалльная	южный фланг зоны Определяющей	40	С	0.64	46	854	96	66	1390	3040	510	13	2.5
			Кк	338	920	237	192	132	77	63	8.6	4.7	18
Полиметаллическая	восточный фланг	10	С	0.3	17	587	55	29	710	1220	210	3	3.7
			Кк	194	336	163	110	57	40	25	3.5	1.3	26
Золото-серебряная	северный фланг зоны Определяющей	62	С	0.39	12	294	44	7	122	177	10	2.7	1.7
			Кк	244	230	81	20	14	6.8	3.7	1	1	12
Золото-серебряная	восточный фланг	70	С	0.06	5	416	18	7	94	284	95	3.5	1.8
			Кк	37.5	100	115	36	14	5.2	6	1.6	1.3	12.8
Мышьяково-сурьмяная	периферийная группа жил	14	С	0.01	0.5	175			28	71	56	4	
			Кк	8.8	10	49			1.5	1.5	0.9	1.5	
Местный геохимический фон				0.006	0.05	3.6	0.5	0.5	18	48	60	2.7	0.14

n – количество проб; параметры: С – среднегеометрическое содержание; Кк – коэффициент концентрации в единицах местного фона

с редкометалльной и в 3–6 раз по сравнению с полиметаллической ассоциацией.

Мышьяково-сурьмяная ассоциация наиболее обширная, проявлена как совместно с предыдущими, так и за их пределами, и соответствует области развития кварцевых жил с пиритом, карбонатных и карбонат-цеолитовых жил и прожилков. Для As и Sb максимальные концентрации отмечаются в зоне развития редкометалльной ассоциации; к периферии их содержания снижаются, но и за пределами рудного поля остаются высокоаномальными. Интенсивность накопления ведущих рудных металлов в этой ассоциации в сравнении с предыдущими уменьшена в десятки раз.

Характерной особенностью всех вышеперечисленных зон является активный вынос металлов сидерофильной группы: Cr, Sr, V, Co, Ni, Sc и Ti, причем наиболее обеднены ими аргиллизированные породы и околожилные метасоматиты.

Выявленная геохимическая зональность отражает стадийную эволюцию рудного поля. Значительная обогащенность всеми металлами центральной зоны (южного фланга зоны Определяющей) может свидетельствовать о близости ее к главному очагу (интрузии габбродиоритов), где длительное время существовал повышенный температурный режим. Морфология наиболее контрастных ореолов Au и

Ag свидетельствует о наложенном характере золото-серебряной минерализации, которая является секущей по отношению к остальным изометрично зональным ассоциациям.

Для определения физико-химической природы рудной зональности было проведено изучение газо-жидких включений (ГЖВ) в кварцах, пиритах и карбонатах рудных жил. Состав ГЖВ приведен в табл. 2.

По результатам изучения температур образования и состава ГЖВ в кварце, карбонатах и пирите предполагается следующая палеогеоморфологическая и палеогидрогеохимическая обстановка рудообразования (рис. 2).

Месторождение формировалось на заключительной стадии деятельности Жировского палеовулкана, представляющего собой стратовулкан с глубокой кальдерой в центре. В ее центральной части располагалось горячее озеро, окруженное фумарольными полями (зона I). Вулканическая постройка представляла собой термическую аномалию и характеризовалась развитием перегретых вод практически во всем объеме вулкана, за исключением внешнего предгорного обрамления. Серноокислые воды озера с глубиной сменялись более восстановленными сульфатно-бисульфидными. Изменение режима вод пульсационное, что отражалось как на составе вод, так и

Таблица 2. Химический состав водных вытяжек из кварцевых жил Мутновского рудного поля.

№№ проб	№№ зон	Характер жильного материала	Формула Курлова
901/1	I	Брекчиевый кварц с сульфидами	M _{1,781} $\frac{SO_4 100}{K 80 Mg 17 Na 3} H_4SiO_4 19,8$
902/2	I	"-" "	M _{0,736} $\frac{SO_4 74 Cl 13 HCO_3 13}{K 31 Ca 30 Mg 30 Na 9} H_4SiO_4 3,1$
75	II	Серый допродуктивный кварц	M _{0,561} $\frac{SO_4 63 HCO_3 28 Cl 7 F 2}{K 65 Mg 20 Ca 13 Na 2} H_4SiO_4 10,9$
119	II	Полисульфидная жила	M _{1,532} $\frac{Cl 58 SO_4 37 HCO_3 5}{K 65 Ca 23 Na 12} H_4SiO_4 18,9$
908/1	II	Кварц-родохрозитовая жила с сульфидами	M _{1,247} $\frac{Cl 73 SO_4 24 HCO_3 2 F 1}{K 52 Ca 22 Mg 21 Na 5} H_4SiO_4 15,1$
323/1	III	Малосульфидная кварцевая жила	M _{0,309} $\frac{HCO_3 70 SO_4 23 Cl 7}{K 80 Ca 15 Mg 2 Na 2} H_4SiO_4 0,24$
323/2	III	"-" "	M _{0,579} $\frac{HCO_3 61 Cl 27 SO_4 9 F 3}{Mg 39 K 37 Ca 16 Na 8} H_4SiO_4 1,3$
899/1	IV	Полисульфидная жила	M _{0,745} $\frac{Cl 64 SO_4 18 HCO_3 18}{K 58 Ca 31 Na 6 Mg 5} H_4SiO_4 36,3$
899/2	IV	Кварц пластинчатый безрудный	M _{0,701} $\frac{Cl 78 HCO_3 13 SO_4 7 F 1}{K 45 Ca 36 Mg 12 Na 7} H_4SiO_4 25,9$
909	IV	Полисульфидная жила	M _{0,851} $\frac{Cl 65 SO_4 17 HCO_3 17 F 2}{K 72 Ca 18 Mg 6 Na 4} H_4SiO_4 3,2$
7	IV	Кварц с пиритом	M _{0,840} $\frac{HCO_3 48 SO_4 35 Cl 17}{K 44 Mg 28 Ca 24 Na 4} H_4SiO_4 22,6$
888	VI	Кварц золото-серебряной стадии	M _{0,343} $\frac{HCO_3 77 Cl 11 SO_4 11 F 1}{K 78 Ca 16 Na 6} H_4SiO_4 3,6$
892	VI	Кварц с сульфидами	M _{0,990} $\frac{Cl 59 HCO_3 34 SO_4 5 F 2}{K 34 Ca 18 Mg 6 Na 4} H_4SiO_4 20,7$

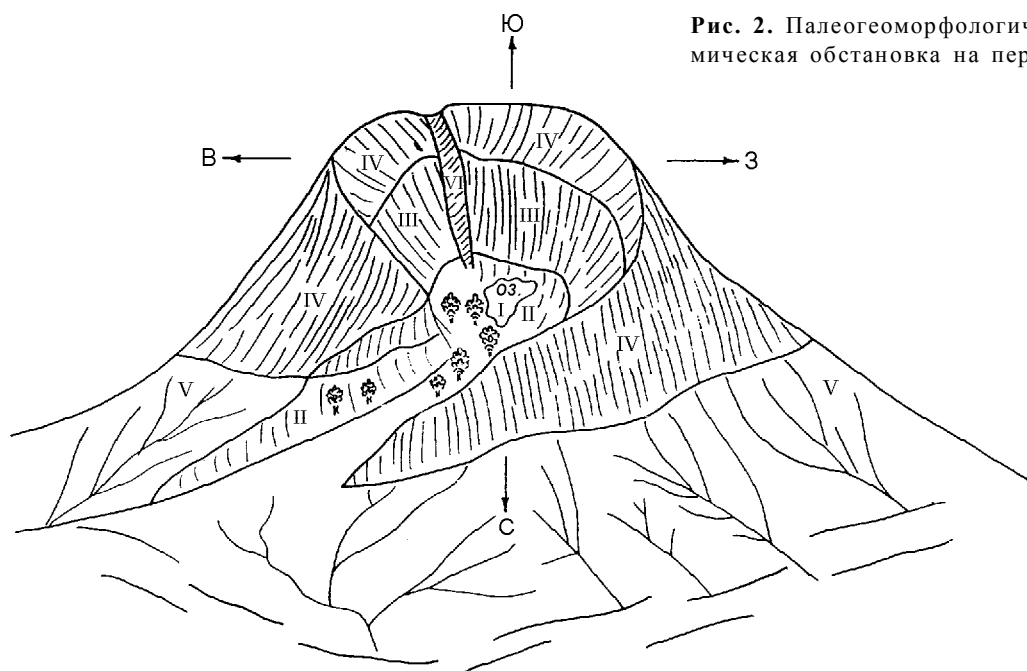


Рис. 2. Палеогеоморфологическая и палеогидрогеохимическая обстановка на период рудообразования.

температуре и газонасыщенности. Вокруг озера (ближе к периферии термального поля) состав вод изменялся за счет примеси бикарбонат-иона и хлора, поступающих в процессе склоновой миграции (зона II). В сульфатной среде центральной зоны на поверхности формировались кварциты, а ниже – кварцевые жилы с сульфидами. Привнос кремнезема и калия был максимальным в центре постройки и понижался к ее периферии.

На внутренних склонах кальдеры (зона III) за счет разгрузки холодных метеорных пресных вод содержания бикарбонат-иона в водах резко возросло, в связи с чем растворимость халькофильных элементов увеличивалась, а золота, напротив, падала, в результате чего оно осаждалось вместе с кварцем и калиевым полевым шпатом. Перечисленные зоны отличались в целом окисленным составом газов ($K_o = 0,62-0,94$) и высоким содержанием газов в водногазовой смеси ($K_r = 0,1-0,4$). Высокая степень окисленности обусловлена для первых двух зон близостью к поверхности, а третьей – подтоком метеорных вод и боковой миграцией кислорода. Эти же зоны отличаются максимальным содержанием азота. Сульфиды в этих зонах отлагались при резко пониженной окисленности по сравнению с кварцем, то есть их образование связано с прорывом восстановленных вод в более окисленную среду и наложением сульфидов на ранее отложенный кварц.

Следующая зона (IV) располагалась под водоразделами, обрамляющими кальдеру. По-видимому многочисленными потоками лав с большой общей мощностью играли роль экрана, вследствие чего здесь отмечается некоторое повышение температуры

(основной пик декрипитации 330°), уменьшение концентрации HCO_3^- -иона с увеличением роли хлора. Соотношение ювенильных и метеорных вод колебалось в зависимости от конкретной структурной обстановки, соответственно в этой зоне формировались либо слабопродуктивные кварцсульфидные жилы (пробы 899/1, 909), либо непродуктивные кварц-карбонатные жилы с убогой вкрапленностью пирита (пробы 7, 899/2).

На периферии вулканической постройки (зона V) ввиду ослабления привноса ювенильного вещества, резкого преобладания метеорных вод хлоридно-бикарбонатного состава и низких температур осаждение кварца, калиевого полевого шпата и золота ограничено, здесь формировались в основном лишь прожилки карбонат-цеолитового состава.

Особыми условиями формирования отличались кварц-карбонатные жилы с золото-серебряной минерализацией (зона VI). Они отлагались в наиболее активных трещинах, секущих зоны II–III. Для этих трещин была характерна резкая и многократная смена температур и состава вод и газов. Состав растворов был существенно хлоридно-бикарбонатным с переменным содержанием SO_4 -иона, с преобладанием калия над всеми компонентами и кальция над натрием и магнием. Отложение золота происходило при температурах порядка 200° , во время опускания гидрогеохимической границы между бикарбонатными и хлоридными водами и остыванием гидротермальной системы. Наложенный характер золото-серебряной минерализации отчетливо виден на примере северного фланга зоны Определяющей по составу проб 888 и 892, характеризующих разные ста-

дии минералообразования. Проба 892 отобрана из кварца ранней слабопродуктивной кварц-полиметаллической стадии и близка по своим характеристикам к кварцам зон II–III. Проба 888 характеризует кварц золото-серебряной продуктивной стадии и отличается резким преобладанием HCO_3^- -иона над другими составляющими.

Таким образом, генезис месторождения в результате проведенных исследований представляется следующим. Рудная минерализация формировалась после прекращения активного вулканизма в процессе гидротермальной деятельности, завершающей становление магматогенно-гидротермальной системы. На первых стадиях параметры гидротермальной системы определялись температурным режимом остывающего близповерхностного периферического магматического очага, в результате образовались серебро-полиметаллические руды с отчетливо выраженной латеральной концентрической зональностью. Центр этой зональной структуры определяется Жировской интрузией, представляющей собой верхнюю часть периферического очага. По мере остывания очага увеличивалась глубина отделения гидротерм и на первый план стали выступать структурные факторы. Оруденение поздних стадий формируется уже в зонах крупных тектонических нарушений и по

отношению к ранней зональной системе является секущим. Одновременно меняется состав гидротерм, с уменьшением количества SO_4^- иона приобретают существенно хлоридно-бикарбонатный состав, что приводит и к смене характера рудной минерализации с существенно полиметаллической на золото-серебряную.

На примере Мутновского рудного поля видно, что комплексный подход к изучению минералогических и геохимических особенностей месторождения с реконструкцией палеогидрогеохимической обстановки на период рудообразования дает важные данные о его генезисе. Кроме того, в условиях закрытых территорий, когда главным критерием перспективности площадей является лишь степень и характер гидротермального изменения пород, такой подход представляет несомненный практический интерес с точки зрения выделения первоочередных участков для детального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петренко И.Д., Большаков Н.М. Структурная позиция и возраст золото-серебряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 100–111.
2. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. СПб.: КФ ВСЕГЕИ, 1999. 118 с.

Поступила в редакцию 10 января 2001 г.

Рекомендована к печати К.Ф. Сергеевым

I.D. Petrenko, N.M. Bolshakov, V.A. Gumenyuk, and A.A. Poletaeva

Mineralogical, geochemical and paleohydrogeochemical zoning of the Mutnovskaya ore field (Kamchatka)

The interrelationships between mineralogical and geochemical zoning of gold-and-silver polymetallic mineralization are considered. It is associated with the Pliocene-Early Pleistocene paleovolcanic structure. Basing on the study of gas-liquid inclusions and a paleovolcanic analysis, reconstructions of the geomorphological and hydrogeochemical setting during ore formation have been performed, and conclusions have been made on its genesis, which explain the reason for the referred zoning.

The hydrothermal system formed after cessation of active volcanism. At the initial stages its parameters were determined by the temperature regime of the cooling near-surface peripheral magmatic chamber; as a result, silver-polymetallic ores were forming with a distinct lateral concentric zoning. As the chamber was cooling, structural factors were brought to the forefront; late-stage mineralization is formed in the zones of substantial dislocations, and is cross-cutting with respect to the early zonal system.

Ю.Ф. Малышев

ХРОНИКА

УДК 551.763(5)

ТРЕТИЙ СИМПОЗИУМ ПО ПРОЕКТУ 434 МПГК

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

В г.Ласе (Тибетский автономный округ КНР) 6–13 октября 2001 г. состоялся третий симпозиум в рамках проекта 434 Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО и Союза геологических наук "Взаимодействие суши и океана, цикл углерода, изменение биоразнообразия в Азии в течение мела" (фото 1, 2).

В симпозиуме приняли участие около 60 ученых из 10 стран: Канада – 1, Италия – 4, Япония – 17, Корея – 5, Филиппины – 3, Вьетнам – 2, Тайланд – 2, Россия – 1, Китай – 20.

Симпозиум открылся приветствием директора Геологического общества Тибета С. Duoji и ректора Университета технологии Ченду проф. С. Wang. Затем руководитель проекта проф. Х. Хирано (H. Hirano) подвел итоги работ по про-

екту за 2.5 года, отметив наибольшую активность национальных групп Японии, Тайланда, России, Китая и Мьянмы. В конце выступления сказал о трудностях финансирования из фонда ЮНЕСКО и призвал участников проекта изыскивать средства для своих исследований и командировок.

Программа совещания была составлена несколько странно – по алфавиту фамилий участников, а не по тематике.

С первым докладом выступил H. Ando (Япония) об эрозионном несогласии на границе мела и палеогена и его проявлении в гр. Хакобучи на севере Хоккайдо. Судя по биостратиграфическим данным, в районе Накатанобетсу датские слои эродированы и это наименьший интервал перерыва между мелом и палеоценом. Автор подчеркнул,



Фото 1. Открытие III симпозиума по проекту 434 МПГК.

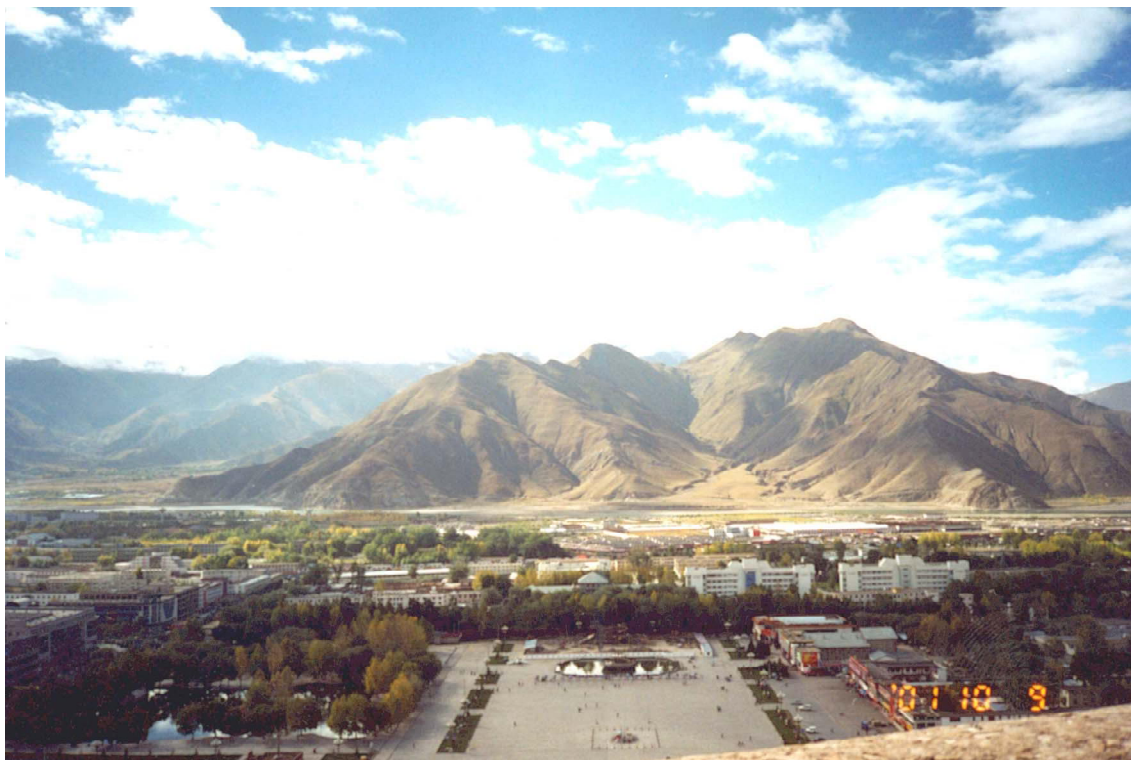


Фото 2. Панорама г. Ласы, столицы Тибетского автономного округа.

что во всех 26 циклично построенных разрезах преддугового бассейна Езо отсутствуют отложения низов палеоцена и объясняет это медленным движением плиты после 65 млн л., вызвавшим эрозию и вулканическую активность при воздымании дуги.

В докладе Chen Pei-ji (КНР) "Миграция и радиация фауны *Pseudograpta murchisoniae*" освещены факты первого появления этой фауны конхострак в Шотландии в конце средней юры и в Китае (Джехолская фауна, включающая ранних птиц и динозавров). В результате позднеюрской трансгрессии фауна *Pseudograpta murchisonia* мигрировала в Восточную Азию и там получила наибольшее распространение. На границе юры и мела появились новые виды эзостериевой фауны, заменившие прежнюю фауну.

Группа японских ученых Т. Hasegawa, Т. Hibino, Н. Yoshida выступили с докладом "Хронологическая интерпретация группы Тетори, основанная на изотопной стратиграфии". Группа Тетори залегает на гранитно-метаморфических породах в юго-западной Японии. В нижней части группы найдены аммониты келловей-оксфорда. В средней и верхней частях не было обнаружено фауны, поэтому был проведен анализ изотопов углерода из древесины высших растений. Полученная кривая

сравнивалась с подобной кривой, полученной для тетических карбонатов Виссертом в 1998 г. Для средней подгруппы получен возраст киммериджитон, для верхней – берриас-ранний альб.

С фундаментальным докладом "Глобальные изменения мелового Тетиса: причины и следствия" выступил L. Jansa (Канада). В своем докладе он выделил несколько аспектов проблемы. 1) в мелу происходили главные плейттектонические изменения: рифтинг в Северной Атлантике, разделение Ю. Америки и Африки, отделение Индийской и Австралийской плит от Антарктики и восточной Африки; 2) крупные палеоокеанографические перестройки; 3) эвстатические колебания уровня моря; 4) климатические флуктуации с самой высокой температурой в последние 115 млн л. (между поздним сеноманом и серединой турона); 5) экономический аспект, т. к. в середине мела образовались главные нефтегенерирующие формации мира; 6) тектонический аспект интересен, т. к. в течение мела можно наблюдать весь набор тектонических режимов: рифтинг, приведший к отделению Индии от Пангеи (апт?), субдукция тетической океанической коры, коллизия Индии и Евразии.

Директор Университета технологии С. Wang (г. Ченду, КНР) сделал доклад от имени группы авторов (X. Hu, L. Jansa, X. Li) "Верхнемеловые

морские красноцветы: проблемы палеоокеанографии и палеоклиматологии". В Тибетских Гималаях сантон-кампанские красноцветные аргиллиты, переслаивающиеся с известняками и мраморами, перекрывают "чёрные сланцы" среднего мела. Они характеризуются обилием и разнообразием фауны, отрицательным пиком на кривой изотопов $\delta^{13}\text{C}$, низким содержанием органического углерода, в то время как для черных тонкослоистых сланцев характерна редкость микрофауны, позитивный пик на кривой изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и высокое содержание органического углерода. Региональные и глобальные корреляции верхнемеловых красноцветов подтверждают их широкое распространение в Неотетисе. Их нет только в глубоком океане ниже ГКК. Меловые красноцветы с относительно высокой скоростью седиментации значительно отличаются по составу от современных глубоководных красных глин, т. к. сложены преимущественно иллитом и хлоритом, а цеолит преимущественно отсутствует. Скорость седиментации современных красных глин менее 1 мм/тыс. л., в то время как меловых красноцветов в южном Тибете – 10 мм/тыс. л., для Скаглия Росса в Италии – 8–13 мм, в Санто-Инес в Испании – 10 мм. Несколько различных процессов или их сочетание обусловили переход от среднемеловой фации черных сланцев к позднемеловой фации красноцветов (т. н. океаническое кислородное событие). Это прежде всего уменьшение содержания С орг., интенсификация придонной циркуляции вод или изменение уровня моря вследствие эвстатических колебаний, захоронение С орг., приведшие к увеличению содержания кислорода. Stoll и Schrag (2000) доказывают, что в мелу климат был не всегда теплым. На кривой содержания изотопов кислорода положительная аномалия отражает глобальное похолодание, приведшее к образованию полярных льдов и понижению уровня моря на 40–80 м. Рассматривая циркуляцию вод, автор отмечает, что в течение раннего мела связи между северной и южной Атлантикой не было, она появилась наиболее вероятно в альбе, но глубокая океаническая циркуляция установилась с позднего сеномана или даже позже. Важнейшим фактором формирования глубоководных отложений в окислительной обстановке являются эвстатические колебания уровня моря. Аноксия (например, в аптеальбе) развивается в период высокого уровня моря, окислительная обстановка – в период низкого уровня моря и похолодания.

В докладе японских ученых К. Ishida и N. Kozai "Юрско-раннемеловая стратиграфия склонового бассейна Сикоку (Внешняя зона): миграция мелководноморских осадков к желобу" рассмотрены осадочные последовательности склонов бассей-

на, накопившиеся над палеозойскими и мезозойскими аккреционными комплексами. Авторами найдены в так называемых "моллюсковых фациях" комплексы радиолярий возрастного диапазона от ранней юры до раннего мела. Проведенные исследования и сопоставление характера осадков Внешней и Внутренней зон привели авторов к выводу, что в течение юры мелководноморской склон мигрировал к желобу, т. к. нижнеюрские отложения во Внутренней зоне содержат фауну аммонитов, в то время как во Внешней зоне накапливались турбидиты с радиоляриями. Верхнеюрские мелководноморские фации с моллюсками распространены только во Внешней зоне. Миграция юрских мелководноморских фаций к желобу связана, видимо, со становлением континентальной коры, а также ростом и воздыманием аккреционных призм.

Доклад японских ученых Н. Kashiwano, Y. Kasuya, Y. Saka "Группа Симанто-меловой аккреционный комплекс на полуострове Кию, Юго-западная Япония" посвящен самому молодому аккреционному комплексу, распространенному вдоль Тихоокеанского побережья Японских островов. Выделено 4 формации, последовательно аккретированные и разделенные разломами. Формации Тогу (2000 м) и Нандоджи (600 м) представлены флишем, формация Маруяма (1200 м) слабо метаморфизованным флишем, содержащим метаморфизованный меланж с блоками красных кремней и зеленых вулканитов. Самая молодая формация Наяура сложена меланжем с блоками песчаников, погруженными в глинистый матрикс. Согласно находкам радиолярий, возраст формации Тогу – валанжин – альб, формации Маруяма – альб – сеноман, формации Нандоджи – апт – альб, формации Наяура – кампан – маастрихт. По мнению авторов значительный перерыв между формациями Нандоджи и Наяура (сеноман-кампан) обусловлен прекращением субдукции в этот период, однако замечу, что как раз в это время формировались Восточно-Сихотэалинский и Охотско-Чукотский вулканические пояса – прямые свидетельства субдукции. И по реконструкциям Сено и Маруямы (1986) в это время как раз имело место фронтальное движение плиты Кула под Азиатский континент.

Доклад Г.Л. Кирилловой был посвящен теме "Меловые седиментационные обстановки в осадочных бассейнах активной континентальной окраины юго-восточной России". На основе анализа глобальных и региональных геологических событий, имевших место на континентальной окраине в течение позднего мезозоя, а также фундаментальных знаний, полученных при детальном исследовании хорошо изученных различными геолого-геофизическими методами и бурением бассейнов,

предложена новая классификация и типизация осадочных бассейнов юго-восточной России. Определены главные глобальные (реорганизация движений плит, эвстатические колебания уровня моря, магматизм) и связанные с ними региональные события (формирование главных систем разломов, островных дуг), обусловившие основные стадии эволюции бассейнов. Сочетание сиквенстратиграфических, седиментологических, палеогеографических методов позволило реконструировать обстановки седиментации, характеризующие различные стадии развития бассейнов. В дивергентной обстановке формировались внутриконтинентальные бассейны комбинированного типа (бассейны Сунляо, Амуро-Зейский) с тремя стадиями развития (рифтовой, пострифтового погружения и платформенной). В конвергентной обстановке формировались постколлизийные форландовые бассейны (Удский, Буреинский и др.). В гибридной обстановке формировался Средне-Амурский бассейн: сначала окраинный бассейн, затем присдвигового растяжения (pull-apart basin), задугового бассейна и на кайнозойском рифтогенном этапе образовалась современная структура долин и хребтов.

В совместном докладе японских (Т. Kozai, К. Ishida) и корейских (S-O. Park, Ki-Hong Chang) «Корреляция раннемеловой неморской фауны двустворок юго-западной Японии и Кореи» предпринята попытка биостратиграфической корреляции групп Монобегава (Внешняя зона), Тетори, Тоёниши-Канмон (Внутренняя зона) Японии и групп Шиндон и Мёгог из бассейна Кёнсан Кореи. Исследовались две ассоциации неморской фауны двустворок, названных фауна Татсукава (готерив) и фауна Себаяси (ранний баррем). Успех корреляции обеспечивался тем, что в группе Монобегава переслаиваются морские фации с аммонитами, радиоляриями с неморскими фациями. Удалось выделить барремские, нижнеаптские, среднеаптские и среднеальбские слои.

Корейские ученые Yong Il Lee, Hyoun Soo Lim выступили с докладом "Термальная история мелового бассейна Кёнсан, Корея: пример изотопного датирования (fission-track analysis) группы Синдон. После исследования 16 образцов из меловой группы Синдон, из которых методом "fission-track" анализировались апатит и циркон, была реконструирована термальная история бассейна. По апатиту получен возраст 60 млн л., что гораздо моложе возраста седиментации (валанжин-баррем). Следовательно, имел место прогрев после седиментации. По циркону получен широкий разброс от 83 ± 5 до 157 ± 18 млн л. Для выявления источника прогрева исследовались близлежащее

тело гранитов и залегающие рядом с ними песчаники формации Чжинчжи. Установлено, что в результате внедрения гранитов формация Синдон была прогрета, а затем испытала охлаждение. Средняя скорость прогрева предполагается $4.2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{млн л.}$ в интервале 125–80 млн л., скорость охлаждения – $5.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{млн л.}$ и $1.3 \text{ }^\circ\text{C}/\text{млн л.}$ в интервале 80–60 и 60 млн л. соответственно.

В докладе филиппинских ученых М. de Leon, E. S. Pagado "Новые данные о мел-третичной границе на о. Палаван, основанные на изучении наннопланктона" обсуждались данные, полученные по материалам бурения на юго-западном шельфе острова. По ассоциациям наннопланктона выделена позднепалеоценовая зона NP9. Эта ассоциация содержится в довольно мощной терригенно-карбонатной толще.

Вьетнамские ученые Le Thi Nghinh, Daug Vu Khue в своём докладе "Оценка запасов гипса в верхнемеловых красноцветах формации Ен Шау в северо-западном Вьетнаме" детально охарактеризовали верхнемеловые красноцветы и содержащиеся в них полезные ископаемые и, в частности, гипс. Меловые красноцветы венчают разрез мезозойских красноцветов в Индокитае и содержат много полезных ископаемых (уголь, уран, гипс, галит). Гипсы формации Ен Шау имеют первичное и вторичное происхождение и связаны с карбонатно-терригенными породами озерного происхождения (плайя), выполняя каверны и пустоты от 0.5–2 см до 15–20 см в диаметре. Путем фациальных, палеогеографических реконструкций предсказывается площадное распространение гипсоносной формации.

Доклад японских ученых Т. Ohta, Т. Sakai назывался "Геохимия юрских-раннемеловых пород тектонической зоны Куросегава в связи с проблемой позднемезозойской тектонической эволюции юго-западной Японии". В результате геохимических исследований было установлено, что песчаные фракции обогащены Si, Na, Sr и Zr, а более тонкие фракции обеднены этими элементами, но обогащены Al, Ti, K, В и Rb. Отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и Sr/Rb увеличиваются от сланцев к аргилитам, отражая интенсивность сортировки. На соответствующих диаграммах ниже- и среднеюрские толщи 1 и 2 и верхнеюрско-неокомовые толщи 3 и 4 зоны Куросегава попадают в разные поля. Их геохимическое различие является результатом изменения источников сноса. Породы толщ 1 и 2 обогащены полевым шпатом из изверженных пород, а породы толщ 3, 4 – кварцем, а обломков изверженных пород практически нет. К тому же по содержанию Nb, Y и Zr можно предположить, что при формировании толщ 3 и 4 размывались высокозре-

лые породы. Таким образом, предполагается, что в течение поздней юры и раннего мела вулканическая дуга была глубоко эродирована и поставляла переотложенные обломки в преддуговой бассейн. Доминировала обстановка пассивной окраины. В это же время размывались "зрелые" породы, обусловившие обилие обломков кварца.

Ученые из Мьянмы Thuga Oo, T. Kuaw подготовили доклад "Палеогеографическое значение ассоциаций меловых фораминифер в Мьянме". Авторами проанализировано распределение фораминифер во многих разрезах морского мела Мьянмы и установлен определенный тектонический контроль в появлении и распространении фораминифер.

Профессор Y. Saka (Япония) посчитал полезным расширить рамки совещания, не ограничиваясь только Азией, и прочитал доклад "Некоторые примеры границ плит в Восточной Африке и на Анатолийском полуострове". На красочных слайдах он продемонстрировал, прежде всего, современную дивергентную границу, выраженную Восточно-Африканской рифтовой долиной длиной 3600 км и приуроченными к ней озерами. Затем была показана система Карру в Кении – пример древней дивергентной границы. По результатам анализа палеотечений в юрских морских осадках

установлено направление течений с севера на юг. В этом же направлении, видимо, продвигался рифт, отделивший Мадагаскар. Подробнее докладчик остановился на древней конвергентной границе, выраженной аккреционной призмой Японских островов, являющейся продуктом субдукции океанической плиты. Закончил докладчик иллюстрацией двух современных конвергентных границ, выраженных 1) офиолитами Тродос, Кызылдаг и 2) Северо- и Восточно-Анатолийскими разломами внутри Анатолийской плиты, которые образовались в результате сжатия, вызванного движением Арабской плиты на север по направлению к Евразийской. Эпизодические горизонтальные перемещения вдоль этих разломов приводят к катастрофическим землетрясениям.

Доклад доктора T. Sakai с соавторами назывался "Глубоководная седиментация и сиквенс-стратиграфия мелового преддугового бассейна Езо на Хоккайдо, Япония". Однако в докладе были изложены результаты детального сиквенс-стратиграфического изучения с применением био-хронологии, изотопной хронологии лишь группы Среднее Езо (поздний альб-турон), распространенной в районе Суешинай на северо-востоке Хоккайдо. Там наблюдалось все разнообразие обстановок



Фото 3. На перевале справа налево Х. Хирано (Япония), Г. Кириллова (Россия), Ю. Сака (Япония), Ле Ти Нинь (Вьетнам).



Фото 4. Граница Евразийской и Индийской плит.



Фото 5. Обнажения меловых пород в истоках р. Ньянг (Тетические Гималаи).

накопления склоновых осадков, объединенных в четыре сиквенса продолжительностью 2–3.5 млн л. Хотя биостратиграфические исследования дают непрерывный разрез, седиментологическое изучение показывает наличие резких эрозионных границ в основании сиквенсов, четкие отличия в скорости и обстановке седиментации. Отложения каньонов в основании первого сиквенса (поздний альб) и четвертого сиквенса (ранний-средний турон) позволяют реконструировать эпизоды регрессии на этих возрастных уровнях.

В докладе S. Sano с соавторами "Распространение герматипной фауны в Японии и её значение для палеоклиматических реконструкций" прежде всего были приведены сведения о местонахождении этой фауны и ассоциирующихся с ней организмов (кораллов, рудистов, водорослей, больших фораминифер). Иногда её находят в известковистых песчаниках или конгломератах вместе с тетическими моллюсками, иногда в небольших линзах или аллохтонных блоках известняков. Эти отложения нельзя отнести к образованиям подводных гор, т. к. они содержат обильный кластический материал. Присутствие герматипных ископаемых позволяет реконструировать три главные фазы потепления в мелу: поздняя юра-ранний мел, баррем и поздний апт-ранний альб. После раннего альба в отдельных местах известны лишь банки ракушняка, представленного преимущественно остреями. Предполагается, что в связи с изменением океанских течений наступило относительное похолодание.

Доклад K. Shimizu и H. Hirano (Япония) назывался "Корреляция среднемеловых отложений в районе Накагава на Хоккайдо с помощью изотопов углерода наземного органического вещества". В результате изотопных исследований 75 образцов фрагментов древесины построена кривая флуктуаций и проведено сравнение отдельных интервалов с биостратиграфическими данными по радиоляриям и аммонитам.

В докладе тайландских ученых W. Terrarungsigul и A. Meesook "Литологическая характеристика юрско-меловой группы Транг" были приведены сведения о составе, фациях, мощности, характерных текстурах четырех формаций, слагающих группу Транг.

В докладе филиппинского исследователя G.P.Yumul, Jr. "Горячий шов меловой Протофилиппинской плиты: офиолиты Рапу-Рапу Южного Лусона, Филиппины" охарактеризованы меловые

и домеловые офиолитовые комплексы. Все они вмещают хромититы, сульфиды никеля. Офиолиты Рапу-Рапу ассоциируют с мощным метаморфическим комплексом хлоритовых, кварц-полевошпатовых и кварц-серицитовых сланцев. Офиолитовый комплекс представлен гарцбургитовым ядром, расслоенным габбро, серией параллельных даек и вулканитами. По двупироксеновому геотермометру определены температуры 900–920°C, по оливино-шпинели – 600–800°. Присутствие плагиоклаза в гарцбургите позволяет оценить давление примерно в 5 килобар. По геохимическим характеристикам проведено сравнение с современными офиолитами Филиппинского моря, определены черты сходства и отличия.

Совещание завершилось заседанием региональных координаторов под председательством руководителя проекта H. Hirano. Обсуждалось состояние дел с публикацией трудов предыдущих симпозиумов. Профессор H. Hirano сообщил, что труды I симпозиума на 50 % отредактированы и будут изданы в 2002 г. С изданием трудов II и III симпозиумов пока полной ясности нет. Профессор X. Wan взялся вести переговоры с возможными издателями.

При обсуждении планов дальнейших исследований были высказаны мнения, что главное внимание следует уделить 1) изотопным исследованиям с целью корреляции морских и неморских разрезов мела; 2) обоснованию границы юры и мела на Востоке Азии (координатором по этой проблеме назначен доктор T. Sakai из университета Кюсю, Япония); 3) обоснованию границы мела и палеогена (координатором по этой проблеме назначен профессор H. Ando из университета Ибараки, Япония).

Следующий IV симпозиум по проекту 434 предполагается проводить в г. Хабаровске (Россия) с полевой экскурсией вдоль р. Амур в начале сентября 2002 г. В декабре 2001 г. должен быть разослан первый циркуляр.

Совещание завершилось трехдневной геологической экскурсией по разнообразным меловым разрезам Тибета в области сочленения Индийской и Евразийской плит (фото 3–5). Это были преимущественно турбидиты преддуговых бассейнов, офиолиты, орбитолиновые известняки карбонатных платформ. На обнажениях велись плодотворные дискуссии, несомненно обогатившие всех участников совещания.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.068.5

ФУНДАМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ, ПОСВЯЩЕННОЕ ГЕОЛОГИИ
РОССЫПЕЙ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В.А.Буряк

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

В конце 2000 г. Издательство Академии горных наук опубликовало работу "Учение о россыпях" академика Н.А.Шило – широкоизвестного и весьма опытного специалиста в области металлогении и геологии россыпей различных видов полезных ископаемых.

Нет необходимости доказывать, что рассматриваемая монография – интересна и ценна, имеет одновременно большое общетеоретическое и практическое значение. Она написана на должном профессиональном уровне. Высокая научная и, особенно, практическая значимость деятельности Н.А.Шило хорошо известна не только в нашей стране, но и за рубежом.

Я хотел бы обратить внимание читателя на круг детально рассмотренных в ней вопросов.

Работа посвящена россыпям, но это справедливо только отчасти. В ней детально и обстоятельно с приведением многочисленных конкретных примеров, рассмотрен целый комплекс других вопросов, выходящих за рамки указанного названия. Это, прежде всего, касается различных сторон металлогении (минерагении), а также физики, кристаллохимии и геохимии различных элементов. Рассматривается обширный комплекс основных вопросов, отражающих современные достижения, полученные (при активной роли автора монографии) не только в учении о россыпях, но и по различным проблемным вопросам рудообразования, закономерностям размещения полезных ископаемых, в том числе еще слабо исследованным и остро дискуссионным.

Остановлюсь далее на отдельных сторонах, поясняющих сказанное.

Предложенная классификация рудных (россыпеобразующих) формаций. На настоящее время она является одной из наиболее обоснованных и, в то же время, простой и удобной для практического использования. Особенно это хорошо видно на примере предложенной классификации генетических типов и формаций золоторудных месторождений. Она отражает современный уровень знаний по этому воп-

росу. В практике работ и при различного рода металлогенических исследованиях именно эта классификация наиболее часто используется.

Как предлагает Николай Алексеевич, среди золоторудных образований целесообразно выделять следующие группы (типы) и подгруппы месторождений: метаморфогенные (метаморфогенно-гидротермальные и собственно метаморфогенные), плутоногенные (плутоногенно-магматические и плутоногенно-гидротермальные), вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные.

В качестве дополнения можно отметить, что исходя из предложенного Н.А. Шило классификационного принципа целесообразно выделение, как нами было показано (Буряк, 1983 г.), и метаморфогенно-плутоногенного типа (подгруппы) золоторудных месторождений.

Названные группы и подгруппы месторождений (именуемые обычно типами и подтипами) образуют, как справедливо отмечает Н.А. Шило, в совокупности *единый ряд**. последовательно формирующихся природных образований.

Этот вывод, как мне представляется, весьма важен, но еще не привлек к себе должного внимания.

Привлекают большое внимание и представления, высказанные Н.А. Шило по поводу генезиса золотоносных конгломератов Витватерсранда. Становится все более очевидным, что преобладающие прежние традиционные суждения об их аллювиальном генезисе, не находят подтверждения.

Особое внимание привлекают и важные выводы, к которым пришел Н.А. Шило в итоге изучения золоторудных месторождений золотокварцевой формации. Он подчеркивает (стр. 58), что подавляющее большинство месторождений этой формации "не обнаруживает видимой связи с конкретными интрузиями или их сериями, иногда удаляясь от них на десятки километров и часто залегая при этом в толщах, не претерпевших даже ороговикование".

* Курсив рецензента.

Большинство геологов в силу прежних традиционных представлений не разделяет эти взгляды, полагая, что таковая связь должна быть в каждом конкретном случае. В итоге это приводит к неоправданным затратам и сдерживает выявление и оценку новых промышленных объектов.

При характеристике золото-турмалиновой формации оправданно обращается внимание на определяющую роль повышенных содержаний бора во вмещающих изверженных и осадочных толщах (с.62). Подобным образом при рассмотрении условий формирования золото-альбитовой формации указывается на присутствие натрия ("натрового метасоматоза") в этих же вмещающих породах, т.е. обращается внимание на важную роль состава вмещающих пород.

Любопытен затронутый в монографии вопрос о так называемой золото-редкометалльной формации, выделяемой в настоящее время в Якутии и на Северо-Востоке России целым рядом исследователей. Николай Алексеевич в принципе не выступает против выделения формации (неоднократно подчеркивает отсутствие "антагонизма" между золотом и оловом), но как опытный металлогенист-практик и исследователь с высоким профессиональным чутьем не в полной мере разделяет эти представления, точнее – используемое название формации. Касаясь конкретно термина "золото-редкометалльная формация", он предлагает более удачное, по его мнению, название – "золото-турмалиновая формация". Он пишет (стр. 63): "Учитывая значительную неустойчивость соотношений и спектра рудных минералов, а также сравнительное постоянство жильной кварц-турмалиновой ассоциации, я полагаю, что название "золото-турмалиновая формация" предпочтительнее, чем какое-либо другое".

И это вполне оправданно: термин "золото-редкометалльная формация" не имеет должного генетического обоснования, хотя и широко используется: в месторождениях, отнесенных к этой формации концентрации золота незначительны, а если и повышенные, то, как правило, только в тех случаях, когда содержания "редких металлов", наоборот, низкие, представляющие лишь геохимическое, но не промышленное значение. В целом ряде случаев такие образования можно относить к золото-висмутовой формации.

Справедливы высказанные представления и о так называемой "золото-сульфидной формации". Убедительно показано, что современный подход при ее выделении довольно распространенный среди специалистов по золоторудным месторождениям, без учета генезиса оруденения, не может быть признан удачным. При выделении этой формации необходимо учитывать не только общее повышенное количе-

ство сульфидов, но и их генезис, находящий отражение в составе сульфидов. Показано, что золото-сульфидная формация плутоногенно-гидротермального ряда отличается от золото-сульфидной формации плутоногенно-магматического и вулканогенно-плутоногенного ряда.

Следует добавить, что месторождения золото-сульфидной формации осадочно-гидротермального и метаморфогенного генезиса также имеют свои специфические особенности.

Большого внимания и широкого практического использования заслуживают предложенные классификации оловорудных, циркониевых, титаноносных, алмазоносных и прочих формаций. Читатель найдет в разделах, посвященных их характеристике, много ценных и интересных мыслей и соображений.

Интересны, в частности, представления о полигенной природе оловосульфидных месторождений. Это, несомненно, весьма необычный и еще слабо изученный тип оловорудных образований, требующий для своего понимания новых нетрадиционных подходов.

Детально рассмотрены месторождения "черносланцевой формации", которая последние 30 лет привлекает во всем мире пристальное внимание в связи с избирательной приуроченностью к ней многих (прежде всего крупных и весьма крупных) месторождений золота, урана, молибдена, ванадия, платиноидов, серебра и ряда других важных элементов. Кратко охарактеризованы наиболее крупные типовые золоторудные объекты этой формации – Мурунтау, Сухой Лог, Майское, Хомстейк. Высказаны интересные (в том числе оригинальные) авторские представления об их генезисе. Обращено внимание (стр.198) на повышенное содержание в них металлов платиновой группы и "генетическую общность накопления в рудах золота и платины". В справедливости этих выводов нет оснований сомневаться, и они находят все большее признание. Более того, такие месторождения многими уже в настоящее время предлагается именовать золото-платиновыми или золото-платиноидными. Формально, исходя из химического состава "рудных" элементов, это правомерно. Но в практическом отношении это пока не так. Н.А. Шило обращает внимание на трудность извлечения платиноидов из руд этих месторождений, тем самым своевременно подчеркивает, что излишний оптимизм здесь преждевременен. Он, в частности, указывает ... "проблематичным представляется возможность извлечения этих металлов из руд ввиду прочных их связей с органическим веществом и сульфидами, отделение от которых ультратонких минеральных выделений – нерешенная технологическая проблема".

Не обойден в монографии вниманием и "карлинский тип" золоторудных месторождений, в решающей мере благодаря которому многие страны, особенно США, резко увеличили в последние годы объемы золотодобычи (США, например, с 62,6 т в 1983 г. до 364,4 т в 1998 г.). Высказаны собственные интересные авторские представления и по этому виду оруденения.

В целом, произведенный формационный анализ различных россыпеобразующих минеральных образований выполнен на высоком профессиональном уровне и, что особо обращает на себя внимание, рассмотрен не отвлеченно в общетеоретическом плане, а с учетом целей и задач современной практики поисковых и поисково-оценочных работ не только применительно к россыпным месторождениям, но и к рудным ("коренным"). И это, несомненно, ценно и важно.

Теоретические основы монографии. Высокий теоретический уровень монографии очевиден. Широко используются, в частности, различные термодинамические расчеты и обоснования, законы термодинамики, гидродинамики, геохимии, кристаллохимии, физики твердого тела, разнообразные экспериментальные данные.

Особо импонирует мне рассмотрение орбитальных особенностей строения элементов на электронном уровне. Это позволяет понять геохимические свойства и взаимодействия элементов, хотя этот аспект еще не привлек к себе должного внимания. Хорошо видно это, в частности, на примере золота и так называемых редкометалльных элементов.

Касаясь непосредственно геологии россыпей, отмечу, что они рассмотрены весьма основательно и детально. Подчеркну отдельные моменты, которые, как мне представляется, наиболее этого заслуживают.

Первое – о значимости россыпных месторождений вообще. В настоящее время бытует широко распространенное мнение, что россыпи в основном себя исчерпали и повсеместно необходимо переходить к отработке их коренных источников. Особенно активно этот вопрос обсуждается в последние годы при планировании геологоразведочных работ, рассмотрении перспективных планов добычи золота, алмазов, платиноидов, олова, вольфрама и многих других видов полезных ископаемых. В принципе это верно, но применимо далеко не ко всем видам полезных ископаемых и не везде, в том числе и на отдаленную перспективу.

Как справедливо отмечает Николай Алексеевич во Введении (стр. 11) и в последующих разделах монографии, "в обозримом будущем число элементов, извлекаемых из россыпных месторождений, несомненно, станет еще больше, так как при стремительном и устойчивом росте потребления минераль-

ного сырья его коренные источники истощаются быстрее, чем предполагалось". Будут извлекаться полезные компоненты и при переработке рыхлого материала во время сооружений плотин, искусственных водохранилищ, оросительных систем и водоемов, как это рекомендует автор рассматриваемой монографии. Следует обратить особое внимание и на извлечение различных ценных минералов при добыче различных видов "песков".

Так что россыпи, как таковые, и "учение о россыпях" не теряли и не потеряют своей большой научной и практической значимости.

Второе – предложена и детально обоснована и охарактеризована классификация россыпных месторождений полезных ископаемых, построенная на морфогенетической основе и удобная для практического использования (стр.561 и др.). Раскрыты условия формирования различных типов россыпей, эволюция их развития и закономерности размещения, в т.ч. золота, алмазов, платиноидов, минералов олова, титана, циркона, железа, вольфрама, киновари и др. Охарактеризованы основные факторы, обуславливающие россыпеобразование, в т.ч. эндогенные и экзогенные, позволяющие более успешно производить их поиск и оценку.

Третье. В монографии показана большая практическая значимость различных морфогенетических групп россыпей. Основной вывод: практически все они могут иметь большие запасы того или иного вида полезных ископаемых.

Пользуясь случаем, особо хотелось бы привлечь внимание к россыпям погребенных каньонов и к террасовым россыпям, типа тех, которые справедливо высоко оцениваются в обсуждаемой монографии. Эти группы россыпей в силу различных причин еще не привлекли к себе должного внимания, не освоены должным образом, но обладают большими возможностями.

Мне, в частности, в 2000–2001 гг. пришлось заниматься изучением россыпи погребенного каньона в долине р. Дегдекан, которая показана в монографии на рис. 9.19. Поражают необычность ее строения и очень высокие содержания золота (до десятков г/м³). Подобные россыпи, хотя и с более низким содержанием, установлены в Амурской области, где также имеют большое промышленное значение. Есть основания полагать, что при надлежащей постановке работ они будут выявлены и в других регионах.

Террасовые россыпи давно известны, но во многих регионах еще слабо изучены, хотя и обладают большими перспективами. Одна из основных причин – слабая их выраженность в современном рельефе. Можно привести большое количество примеров (Приамурье – Ниманский золотоносный район, Сахалин – Лангерийский золотоносный район, Бо-

дайбо – бассейн р.Догалдын, Урал и др.), когда россыпная золотодобыча прекращалась или резко сокращалась из-за якобы полной отработки россыпей, но потом снова, не менее успешно, возобновлялась именно за счет выявления террасовых россыпей, – прежде всего высоких уровней.

Так что сделанный Н.А. Шило в рассматриваемой монографии вывод о том, что "вопрос террасообразования в геологии россыпных месторождений является одним из главных и заслуживает особого исследования" (стр. 435), вполне правомерен.

Четвертое. Заслуживает особого внимания общая широта охвата рассмотренного круга вопросов, определяющих условия и особенности формирования различных видов россыпей. Анализируются региональные, локальные, общепланетарные и, даже, космические факторы. Особенно показательна в этом отношении заключительная 19-я глава монографии "Симметрия минералов рудных формаций и россыпей": она воспринимается как геолого-философское обобщение проведенных исследований.

Разумеется, как и в любом капитальном обобщении в рассматриваемой монографии не все затронутые вопросы освещены достаточно детально и полно, а сделанные выводы и обобщения не бесспорны: путь познания и установления истин, особенно в геологии, бесконечен.

Так, в частности, генезис платиноидов, развитых в углеродистых толщах в ассоциации с золотом, Николай Алексеевич, как и многие другие исследователи, склонен связывать с их поступлением в осадочные толщи после их накопления. Мне представляется, что более правомерно говорить о поступлении платиноидов раньше – непосредственно в период накопления таких осадков. На это, в первую очередь указывает то, что сульфиды, содержащие в повышенных количествах платиноиды, имеют, судя по имеющимся данным, осадочный и осадочно-гидротермальный генезис.

Дискуссионным представляется также вывод о том (стр.139), что углеродистые толщи с золото-платиноидным оруденением следует "полностью исключить из числа россыпеобразующих формаций", по отношению к россыпям платиноидов, из-за тонкодисперсности выделенных платиноидов в таких толщах. Вполне возможно, что Николай Алексеевич окажется прав, но уже имеются определенные данные, которые позволяют усомниться, что это, не всегда так. Вполне вероятно в отдельных частных случаях и условиях (которые еще только намечаются), благодаря процессам регенерации и собирательной перекристаллизации тонкодисперсные выделения платиноидов, характерные для углеродистых толщ,

могут укрупняться до размеров, накапливаемых в россыпях. В пользу такого предположения свидетельствуют уже установленные повышенные содержания платиноидов в золотоносных россыпях Лангерийского золотоносного района на острове Сахалин и в Ленском золотоносном районе (прииск Светлый), развитых на площадях распространения углеродистых золотоносных толщ. В Ниманском и Кербинском золотороссыпных районах Приамурья, сложенных углеродистыми толщами, при детальном изучении черного шлиха золотоносных россыпей, также обнаруживаются платиноиды. Пока выявленные здесь концентрации платиноидов являются непромышленными, но нельзя исключить, что таковые не будут обнаружены при дальнейших более обстоятельных исследованиях: выполнены лишь первые рекогносцировочные анализы.

Другой более важный привлекающий внимание вопрос – о дальности перемещения россыпного золота от коренных источников во время формирования аллювиальных россыпей. Он уже давно дискутируется. Н.А. Шило убедительно показывает на многочисленных примерах значительную "оторванность" россыпей в целом ряде случаев от коренных источников. Объясняет он это тем, что золото в основном переносится в составе обломков горных пород, в т.ч. золотоносного кварца. Не отрицая важную, во многих случаях решающую роль этого явления, представляется, что это *не всегда* так.

Возможная существенная роль селевых процессов в переносе материала россыпей в том числе золота, еще не привлекла, как мне представляется, должного внимания.

Оценивая рассматриваемую монографию Н.А.Шило в целом, отметим, что она является фундаментальным оригинальным исследованием, посвященным металлогении и геологии россыпей, написана на весьма высоком профессиональном уровне, отражает большой (полувековой) опыт ее автора, она может использоваться в качестве учебного пособия для студентов и преподавателей геологических вузов, как справочник для специалистов, занятых изучением и оценкой россыпных месторождений различных полезных ископаемых, и, наконец, как интересное обобщение для научных сотрудников разного уровня – как начинающих, так и опытных. Для всех она окажется ценной и полезной.

На настоящее время ни в нашей стране ни за рубежом нет другой работы, так обстоятельно и детально раскрывающей условия образования и закономерности размещения россыпей, основы их прогнозирования.

**МЕЛ ВОСТОКА РОССИИ: СЕДИМЕНТАЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА,
БИОРАЗНООБРАЗИЕ, КЛИМАТ***

Н.И. Филатова, В.С. Вишневская

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Прежде всего, необходимо отметить особый научный интерес этой монографии для широкого круга специалистов в области палеонтологии и биостратиграфии, тектоники и геодинамики, общей и региональной геологии. Полученные выводы базируются на результатах мультидисциплинарных исследований палеонтологов, биостратиграфов, седиментологов, палеовулканологов и тектонистов, количественного и качественного анализа различных геологических и биологических событий и хорошо аргументированы.

Широкий спектр литологической, стратиграфической и тектонической тематики, затронутой в монографии Г.Л. Кирилловой "Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат", поражает глубиной геологической эрудиции автора и его умением квалифицированно обращаться с большими массивами как чисто литологической, палеонтологической, так и регионально-геологической информации. Событийная детальность приведенных конкретных геологических данных, при их обоснованности в процессе применения комплексного анализа, обеспечивает высокую научную новизну выполненной работы для региона Востока России. В данном аспекте, корреляция меловых событий Востока России с глобальными событиями, представляется уместной и достаточно убедительной, а изложенный в монографии материал по методологии применения литолого-генетических построений может быть использован как учебный, а сама книга рекомендована в качестве учебного пособия.

Монография Г.Л. Кирилловой посвящена достаточно новому направлению синтеза биолитологических и геодинамических исследований на примере мела Востока России. Начиная с берриаса и по маас-

трихт включительно автором монографии прослежено перемещение границы бореальных морей, положение зоны экотона. Очень жаль только, что все свои палеорекострукции обстановок (рис. 20–23) автор выполнила на современной физико-географической основе. Такие реконструкции желательно проводить на основе палинспастических построений, поскольку для меловых аккреционных областей континентального обрамления Тихого океана доказано тектоническое совмещение террейнов (фрагментов палеоструктур) различных геодинамических и палеоширотных обстановок.

Заканчивая описание значимых геологических и биологических меловых событий, автор, не являясь биологом по образованию, не побоялась остановиться на проблеме вымирания динозавров. Она полагает, что вымирание динозавров связано, скорее всего, не с катастрофическими событиями, а со сложными биогеоэкологическими причинами.

Полученные выводы имеют большое научно-практическое значение при проведении палеогеографических реконструкций в различных геологических регионах России. Расшировка палеособытий для многих возрастных интервалов может быть значительно продвинута благодаря предложенным исследованиям, поэтому практическая значимость выполненной работы не вызывает сомнения.

Поскольку во всех разделах монографии большое внимание уделяется рассмотрению принципов извлечения палеогеографической информации из палеонтологических (зооразнообразие, фиторазнообразие) и литологических наблюдений, то каждый из них может служить справочным материалом для преподавателей и студентов геологических вузов.

*Монография Кириллова Г.Л. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука, 2000. 94 с.

ЮБИЛЕИ

ЕВГЕНИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ КУЛИШ

(к 70-летию со дня рождения)

4 ноября 2001 г. исполнилось 70 лет со дня рождения и 47-летие производственной и научной деятельности Евгения Алексеевича Кулиша - члена-корреспондента РАН, академика АН Украины, основателя и первого директора Дальневосточного НИИ минерального сырья (ДВИМС).

Крупный специалист в области геологии и рудоносности метаморфических комплексов, Евгений Алексеевич более тридцати лет жизни посвятил изучению Дальнего Востока. Начало этим исследованиям было положено в 1954–1958 годах, когда он работал в Якутии в качестве начальника съемочных партий. В 1961–1965 гг. Евгений Алексеевич в Хабаровске руководил группой лабораторий СО АН, а в 1966 г. по заданию МГ СССР приступил к организации института минерального сырья – первого на Дальнем Востоке исследовательского учреждения минерально-сырьевого профиля, директором которого он являлся вплоть до своего отъезда в Киев в 1983 году.

Диапазон его научных интересов необычайно широк, в период работы на Дальнем Востоке им опубликовано более 200 работ, в том числе ряд монографий посвященных геологии и минерагении докембрия Алданского щита, формационному анализу и металлогении метаморфических комплексов Дальнего Востока, осадочному и метаморфогенному рудообразованию, проблемам литологии, петрологии, минералогии, петрохимии докембрийских метаморфических толщ.

Неоднократно в своих работах Евгений Алексеевич возвращался к проблеме разработки методики комплексного исследования метаморфид с целью их формационного расчленения, реконструкции палеогеографических и палеотектонических обстановок формирования, выяснения условий и выделения стадий метаморфизма, взаимодействия метаморфических комплексов с синтетектоническим магматизмом и т.д. Блестящими примерами разработки и применения такой методики на практике являются его работы, посвященные высокоглиноземистым метаморфическим породам нижнего архея Алданского щита (1973) и метаморфическим марганцевым комплексам Дальнего Востока (1974).

Е.А. Кулиш оставил свой след и как крупный организатор науки на Дальнем Востоке. Сформированный при его участии коллектив ученых Дальневосточного НИИ минерального сырья, несмотря на все трудности последних лет, продолжает исследования минерально-сырьевого потенциала дальневосточного региона.

У Евгения Алексеевича на Дальнем Востоке осталось много друзей, коллег и учеников, от их имени мы поздравляем Евгения Алексеевича с юбилеем и желаем ему доброго здоровья и новых творческих свершений.



Академик РАН Моисеенко В. Г.
Академик РАЕН Бакулин Ю. И.

ВИТАЛИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ СТЕПАНОВ

(к 60-летию со дня рождения)

Наш юбиляр – сибиряк: родился в г.Омске. В 1964 году окончил Ленинградский горный институт по специальности – геологическая съемка и поиски полезных ископаемых. Еще во время учебы в институте побывал на практике в 1963–64 гг. в Зейской геолого-съемочной экспедиции. В 1965 году служил в Советской армии. Оттуда вернулся опять в Зейскую геолого-съемочную экспедицию, где проработал с 1966 по 1979 год. Высоко оценив работу В.А. Степанова, горсовет г. Зеи присудил ему высокое звание "Почетного гражданина города Зеи Амурской области".

В 1973 году он поступил в заочную аспирантуру Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г.Владивосток.) к В.Г. Моисеенко. В 1978 году В.А.Степанов защитил кандидатскую диссертацию на тему «Закономерности локализации и физико-химические условия формирования золотого оруденения западного фланга хр. Джагды». Рудное золото бассейна р. Уньи содержит 3–4% ртути. Это определило основную идею диссертации – генетическую связь золота и ртутного оруденения.

С 1979 года В.А.Степанов работает в ЦНИГРИ в качестве старшего научного сотрудника. В течение 7 лет работал летом в районах Центральной Колымы и 6 лет – на золоторудном месторождении Кубака Омолонского срединного массива. Исследование золоторудных месторождений Центральной Колымы привело к идее вертикальной зональности этих месторождений и модели их генезиса. В отличие от Колымы на месторождениях Омолонского массива развито разноэтапное и разнотипное золотое оруденение. Пользуясь опытом работы в Зейской геолого-съемочной экспедиции, В.А. Степанов за 3 года составил карту рудного узла и месторождения, выявил рудокласты в базальном горизонте отложений раннего карбона. Как результат тех работ уже в АмурКНИИ появилась монография "Кубакинское золото-серебряное месторождение".

В 1992 г. В.А.Степанов защитил докторскую диссертацию. Она была опубликована в виде монографии "Золото-ртутные месторождения, основа их прогноза и поиска". Все годы шла работа над проблемой участия ртути в формировании золоторудных месторождений. Степанов В.А. обратил внимание на наличие в ряде регионов комплексных золото-ртутных месторождений, дал их описание, классификацию в брошюре "Золото-ртутные месторождения мира" и ряде статей. Родилась рекомендация "Ревизия ртутных месторождений на золото", имевшая всероссийское значение. Побывал на золото-ртутных месторождениях Кючюс (Якутия) и Воронцовское (Урал), работая в АмурКНИИ – на месторождении Куранах (Якутия), а также объездил все ртутные месторождения Южно-Ферганского ртутного пояса.

Ныне Виталий Алексеевич Степанов – заместитель Председателя Амурского научного центра ДВО РАН по геологии, заместитель директора по науке Амурского комплексного научно-исследовательского института – крупный геолог-ученый, организатор и руководитель научных исследований по геологической съемке и поискам полезных ископаемых, геологии, геохимии золота и ртути, металлогении орогенных поясов, геологии ряда золоторудных месторождений Востока Азии.

Виталий Алексеевич – автор более чем 120 научных трудов, в том числе 4 монографий, 5 брошюр и 2 атласов моделей рудных месторождений. Научная деятельность его тесно связана с изучением закономерностей размещения, условий формирования и генезиса золоторудных месторождений.

В период работы в АмурКНИИ В.А. Степановым изданы монографии: "Геология золота, серебра и ртути"; "Кубакинское золото-серебряное месторождение"; "Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия, геохимия)", "Прогноз и поиски золотого оруденения в гипербазитах". В.А. Степанов проводит большую работу с аспирантами и соискателями, под его руководством защищены 6 кандидатских диссертаций с 1997 г. по 1999 г. В.А. Степанов является председателем Амурского отделения Минералогического общества России, а также членом Международной ассоциации генезиса рудных месторождений и Международной академии минеральных ресурсов. У геолога, профессора В.А. Степанова – известного ученого и перспективного организатора науки впереди большое будущее.

В.Г. Моисеенко, А.В. Крылов, А.И. Дементенко



УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 2001 г.

Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамическая эволюция и металлогения Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	2
Амельченко Г.Л., Голозубов В.В., Волинец Е.Б., Маркевич В.С. Стратиграфия Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Западный Сихотэ-Алинь)	1
Антонов А.Ю. Геохимия Au, Ag, Ge, Ga в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги	2
Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. Rb-Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднемезозойских гранитоидов Станового хребта (Южное ограничение Алданского щита)	4
Аргентов В.В., Жигулев В.В., Мельников О.А., Патрикеев В.Н. Опыт применения малоуглубинной сейсмоки для выяснения строения Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана	5
Ван-Ван-Е А.П. Эродированность эндогенных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Дальнего Востока	3
Бородкин Н.А., Приставко В.А. Геолого-геохимические черты Эжуг-Туманинского рудного поля	6
Буряк В.А. Фундаментальное исследование, посвященное геологии россыпей и металлогении	6
Вашилов Ю.Я. Проблемы геофизики на 31-ом Международном геологическом конгрессе в Бразилии	3
Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Сэлтманн Р. Комсомольский рудный район: новые геохимические и изотопно-геохронологические (Rb -Sr) данные	4
Гончаров В.И. Золоторудные гиганты России и мира	2
Гончаров В.И., Глотов В.Е., Гревцев А.В. Топливно-энергетический потенциал Северо-Востока России	4
Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Опыт использования аэрогамма-спектрометрической съемки при металлогеническом районировании юго-восточной части Сибирской платформы	6
Горошко М.В., Чеканцев Н.К. Ураноносность Южно-Синегорского рудного района (Приморье)	4
Донг-У Ли, Голозубов В.В., Бюнг-Су Ли. Меловые синдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи: стратиграфия, фации, механизм формирования	1
Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Колесов Г.М., Сапожников Д.Ю. Современное осадкообразование в криолитозоне северо-западной части Анадырского залива (Берингово море)	3
Ефремов С.В., Дудкин Д.В. Петрография, геохимические особенности и модель формирования меловых вулканитов Телекайского района (Чукотка)	2
Захаров Ю.Д., Игнатъев А.И., Борискина Н.Г., Танабэ К., Шигэта Я., Попов А.М., Афанасьева Т.Б. Палеотемпературная кривая для позднего мела северо-западной Пацифики (Хоккайдо, Сахалин, Восточная Корея)	1
Зимин С.С., Молчанов В.П., Сапин В.И. Биотит-кордиерит-андалузитовые роговики из гипербазитов Чхончжин-Кайшангунской зоны офиолитов	3
Зимин С.С. Роль соединений бора в формировании месторождений олова касситерит-силикатной формации (на примере Комсомольского рудного района)	5
Зонова Т.Д. Альб-сеноманские иноцерамиды северо-западного побережья Камчатки и их корреляционное значение	1
Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Представители группы <i>Inoceramus anglicus</i> на Сихотэ-Алине и в Пенжинской депрессии	4
Исаев В.И., Косыгин В. Ю., Соколова В. В. Прогноз нефтегазоносности Нышско-Тымского прогиба Сахалина по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования	5
Калягин А.Н., Тищенко П.Я., Гуков А.Ю., Волкова Т.И., Куриленко Л.Н., Чичкин Р.В. О природе железо-марганцевых образований моря Лаптевых	2

Каплун В.Б. Результаты геоэлектрического мониторинга методом магнитотеллурического зондирования (с. Забайкальское, Хабаровский край)	2
Кемкин И.В., Каметака М., Кодзима С. Фаунистические свидетельства последовательной аккреции палеоокеанических фрагментов Таухинского террейна (Южный Сихотэ-Алинь)	1
Кириллова Г.Л. Геологическое развитие Азии в течение мелового периода: геология, углеродный цикл, изменение биоразнообразия	1
Кириллова Г.Л. Изучение меловой системы на Востоке России: результаты и перспективы	1
Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Событийные уровни в среднем карбоне – ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема	5
Коквкин А.А. Некоторые особенности кайнозойской экзогенной металлогении области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов	3
Кудымов А.В. Раннемеловые турбидиты Северного Сихотэ-Алиня: строение, вещественный состав, обстановки осадконакопления	5
Кулаков А.П., Мясников Е.А., Тащи С.М., Цю Шаньвень, Ван Сыкуй, Лю Юньлян, Сун Чанчунь. Трансрегиональный линеймент Амур - Сунгари - Хуанхе: морфоструктура, эволюция, геодинамика	4
Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей	5
Ли Д.У., Тарарин И.А., Сео К.С., Ли Б.С. Ультраосновные породы провинции Чунгнам Южной Кореи и их сравнение с породами офиолитовых комплексов аккреционных структур	4
Лихт Ф.Р. Условия концентрации тонкого золота в приконтинентальных морских отложениях (о седиментационной модели месторождений черносланцевого типа)	5
Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация	6
Манилов Ф.И., Манилов Ю.Ф., Махинина В.А. Строение верхней части консолидированной коры Приамурья и сопредельных территорий по результатам редуцирования гравитационных полей	2
Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Деркачев А.Н., Баринов Н.Н. Минералы зеленых глинистых образований Корейского пролива	3
Мартынов Ю.А., Ли Д. У. Позднемеловой – кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи	6
Маслов Л.А., Кузнецов В.Е., Комова О.С. Поле напряжений литосферы в районе профиля Облучье - мыс Датта (Приамурье)	5
Матюнин А.П., Сахно В.Г., Дмитрук С.И. Новая находка алмазов на Ханкайском массиве (Приморье)	4
Мельников О.А., Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В. Система напряжений в очагах Сахалинских землетрясений и ее связь с тектоникой острова	3
Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Природа высокоглиноземистых вторичных кварцитов по данным термобарогеохимии и изотопного анализа кислорода и водорода	5
Моисеенко В.Г., Степанов В.А. О книге "Платинометалльные месторождения России"	2
Моисеенко В.Г., Сидоров А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности	2
Найдин Д.П. Меридиональные связи поздне меловой морской биоты северного полушария	1
Некрасов И.Я., Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В. Особенности геологии, геохимия и генезис Улахан-Сисского, Куларского и Хараулахского золоторудных узлов Верхоянской складчатой области	3
Нурмухамедов А.Г. Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю Нижняя Облуковина-Адриановка (Камчатка)	2
Петренко И.Д., Большаков Н.М., Гуменюк В.А., Полетаева А.А. Минералогическая, геохимическая и палеогидрогеохимическая зональность Мутновского рудного поля (Камчатка)	6
Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозио Г.Н., Предтеченская Е.А. Классификация разрезов и детальное картирование доманикитов	5
Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богоспольской свиты в Приморье	3
Сальников Б.А., Иваньшина Л.П., Сальникова Н.Б., Туренко Т.В. Новый разрез верхнего мела на северном Сахалине	1
Свальнов В.Н. Океанские марганцевые микроконкреции как индикаторы условий седиментации	6
Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия	6

Сенников Н.В., Клец Т.В., Изох Н.Г., Грацианова Р.Т., Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Родина О.А., Мезенцева О.П. Фациальные и фаунистические особенности алатовых ("чиелевых") слоев живета северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	4
Сидоров А.А., Волков А.В. Уникальный рудный район Чукотки (Северо-Восток России).....	4
Симаненко В.П. Среднеюрские вулканиты восточной части Партизанского каменноугольного бассейна (Приморье).....	6
Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса	6
Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока	5
Тищенко П.Я., Свининников А.И., Павлова Г.Ю., Волкова Т.И., Ильина Е.М. Образование доломита в Японском море	5
Тищенко П.Я., Деркачев А.Н., Павлова Г.Ю., Зюсс Э., Вальман К., Борман Г., Грайнерт Й. Образование карбонатных конкреций в местах выделения метана на морском дне	3
Филиппов А.Н., Бурий Г.И. Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации	3
Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р.Маномы (северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты	1
Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений Центральной и Восточной Чукотки	1
Хомич В.Г., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Борискина Н.Г. Золотоносные рудообразующие системы Юго-Восточного Китая	3
Школьник Э.Л., Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В., Чудаев О.В., Задорнов М.М., Мельников М.Е., Полиновский В.А. Условия залегания, закономерности распространения и особенности формирования кобальто-марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан)	2
Эйриш Л.В. О книге "Бамское золоторудное месторождение"	2
Языкова Е.А. Некоторые раннемеловые аммониты Сихотэ-Алиня	1

ЮБИЛЕИ

Лев Исаакович Красный (к 90-летию со дня рождения)	2
Евгений Алексеевич Кулиш (к 70-летию со дня рождения)	6
Н.П.Романовский (к 70-летию со дня рождения)	3
Константин Федорович Сергеев (к 70-летию со дня рождения)	4
Виталий Алексеевич Степанов (к 60-летию со дня рождения)	6
В.И.Сухов (к 70-летию со дня рождения)	5
А.И. Ханчук (к 50-летию со дня рождения)	5

НЕКРОЛОГИ

Анатолий Адольфович Врублевский (1946-2001)	4
Вадим Викторович Онихимовский (1914-2001)	4