

Номер 5

ISSN 0016-853X

Тотт
Сентябрь - Октябрь 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 1997 Сентябрь–Октябрь

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853x

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

**Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин**

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Puscharovsky – Editor
A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

**E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev,
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

Научные редакторы **Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков**

Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1997 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 1997

Тектоническое значение барьерной геохимической метки древней континентальной коры <i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев</i>	3
Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе <i>В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова</i>	18
Об этапах формирования Предуральского прогиба <i>Г. А. Мизенс</i>	33
Олистостромы в структуре уралид <i>Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев</i>	47
Геодинамические обстановки палеозоя гор Султан–Увайс (Узбекистан) <i>Ю. С. Савчук, Р. Х. Миркамалов, Г. А. Ванесян, О. А. Воронов</i>	57
Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии <i>В. Е. Гоникберг</i>	72
Пассивные части трансформных разломов Атлантического океана между 16° с.ш. и экватором <i>А. О. Мазарович, Г. В. Агапова, В. Н. Ефимов, М. Лиджи, С. Ю. Соколов, Н. Н. Турко, А. А. Рихтер</i>	85

ХРОНИКА

Памяти Натальи Гавриловны Марковой (1908–1997)	95
--	----

Contents

No. 5, 1997

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia).
Geotectonics ISSN 0016-8521.

The Ba Signature of the Ancient Continental Crust: Tectonic Implications <i>M. Z. Glukhovskiy and V. M. Moralev</i>	3
The Angara-Vitim Batholith: On the Problem of Batholith Geodynamics in the Central Asia Foldbelt <i>V. V. Yarmolyuk, V. I. Kovalenko, A. B. Kotov, and E. B. Sal'nikova</i>	18
On the Stages of Formation of the Uralian Foredeep <i>G. A. Mizens</i>	33
Olistostromes in the Structure of the Uralides <i>R. G. Yazeva and V. V. Bochkarev</i>	47
Paleozoic Geodynamics of the Sultan-Uvais Mountains (Uzbekistan) <i>Yu. S. Savchuk, R. Kh. Mirkamalov, G. A. Vanesyan, and O. A. Voronov</i>	57
Paleotectonic Nature of the Northwestern Margin of the Sangilen Massif (Tuva) in the Late Precambrian <i>V. E. Gonikberg</i>	72
Passive Parts of Fracture Zones in the Atlantic Ocean between 16° N and the Equator <i>A. O. Mazarovich, G. V. Agapova, V. N. Efimov, M. Liggi, S. Yu. Sokolov, N. N. Turko, and A. A. Rikhter</i>	85

CHRONICLE

In Memory of Natal'ya G. Markova	95
----------------------------------	----

Сдано в набор 04.06.97 г.	Подписано к печати 04.08.97 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 5.2 тыс.	Уч.-изд. л. 12.8	Бум. л. 7.0
	Тираж 358 экз.	Зак. 2153		

Отпечатано в Московской типографии № 2 РАН, 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ БАРИЕВОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МЕТКИ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

© 1997 г. М. З. Глуховский, В. М. Моралев

Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 25.04.96 г.

На примере докембрийских и фанерозойских магматических комплексов древних платформ и их обрамления показана возможность использования бариевой геохимической метки для выделения сиалических ядер и блоков с низко- и высокобариевыми типами древней континентальной коры, а также для выявления зон коллизии между разнотипными ядрами или террейнами. Выдвигается гипотеза о связи геохимической гетерогенности древних сиалических ядер континентов с плюмами, дренировавшими неоднородную по составу первичную мантию.

Введение. Реконструкция тектонической природы и геодинамических обстановок зарождения и развития древней континентальной коры в настоящее время немыслима без использования петрогеохимических характеристик магматических пород, слагающих ее основной объем. Вместе с тем очевидно, что провинциальные геохимические особенности раннедокембрийских комплексов могут связываться не с различными петрогенетическими и геодинамическими условиями их формирования, а отражать первичные геохимические неоднородности (геохимический тип) континентальной коры. Последние могут быть обусловлены неоднородностями состава первичной мантии или термодинамических условий ее частичного плавления, что должно было отразиться на содержании в континентальной коре элементов с крупными ионными радиусами. Сравнительный анализ древнейших гранитоидных комплексов и метабазитов Сибирской платформы показал, что содержания и распределение Ва могут являться индикаторным признаком (бариевая метка) для выделения низко- и высокобариевых типов коры. Установлено также, что бариевая метка наследуется и более молодыми коровыми гранитоидными комплексами фанерозоя, развивающимися на древней континентальной коре. Проверка этого критерия для других регионов показала применимость бариевой метки для выделения провинций с разными типами кор не только на древних кратонах, но также в складчатых областях и зонах коллизии, где происходило тектоническое совмещение и взаимодействие континентальных масс разных геохимических типов. Все это, несомненно, является одним из важных тектонических следствий использования бариевой метки.

Обоснование применимости бариевой метки для геохимической типизации кор и примеры тектонического анализа составляют предмет настоя-

щего сообщения. Использованные в работе аналитические данные получены различными лабораториями мира и заимствованы из самых разнообразных источников, что исключает возможность систематических ошибок или расхождений.

Бариевая метка и геохимические типы древней континентальной коры. Известно, что для сравнительного геохимического анализа древних кристаллических пород наиболее информативными являются литофильные элементы с большим ионным радиусом [53, 58, 68]. Они в первую очередь экстрагируются при частичном плавлении как вещества мантии, так и пород низов континентальной коры, а их содержания в докембрийских кристаллических комплексах “достаточно высоки и определяются легко и просто” [56, с. 81].

Поиски признака, определяющего геохимический тип древней континентальной коры, осуществлялись путем сравнения содержаний K, Rb, Sr и Ba в древнейших гранитоидах Сибирской платформы с аналогичными породами тоналит-тронддьемит-гранодиоритовой серии других регионов, поскольку известно, что они слагают основной объем древнейшей континентальной коры. На первом этапе проведено сравнение однотипных и близких по возрасту низкокалийевых эндербитов (3.6 млрд. лет), эндербитов нормальной щелочности (3.3 млрд. лет) и подчиненных им анатектоидных лейкогранитов Алданского и Анабарского щитов с породами бедной калием и нормальной серий [59] или соответствующими им по составу “серыми” (древней 3.7 млрд. лет) и “белыми” (3.6 млрд. лет) гнейсами, а также пегматоидными (3.4 млрд. лет) гнейсами Юго-Западной Гренландии [63].

Как видно из таблицы, во всех случаях при переходе от низкокалийевых эндербитов к лейкократовым или пегматоидным гранитам завершающего этапа происходит увеличение количества K,

Некоторые геохимические характеристики архейских гранитоидов и метабазитов

№	n	K, %	Rb	Sr	Ba	K/Rb	Rb/Sr	Ba/Rb	Ba/Sr
1	21	1.45	32	449	940	453	0.71	29.4	2.09
2	23	2.88	99	348	1611	290	0.284	16.3	4.63
3	3	6.36	174	307	1652	365	0.567	9.5	5.38
4	33	0.91	21	357	500	433	0.059	23.81	1.4
5	11	2.63	45	308	952	584	0.122	21.1	2.59
6	8	3.70	92	272	1340	402	0.338	14.6	4.93
7	9	1.45	89	286	277	163	0.312	3.1	0.97
8	9	4.16	171	160	625	243	1.062	3.6	3.91
9	2	3.45	155	228	697	222	0.680	4.5	3.06
10	4	0.49	33	31	220	148	1.064	6.7	7.10
11	2	0.24	2.1	59	36	1143	0.035	17.1	0.61
12	23	0.35	10	81	41	350	0.123	4.1	0.51
13	1	0.80	90	153	506	89	0.588	5.6	3.31

Примечание. Средние содержания K, Rb, Sr и Ba в архейских гранитоидах и метабазитах рассчитаны по собственным материалам, а также по данным [32, 34, 52, 59, 63]. 1–9 – гранитоиды тоналит-гранодиоритовых серий: 1–3 – Алданского и 4–6 – Анабарского щитов; 7–9 – Юго-Западной Гренландии (1, 4, 7 – низкокальциевые разновидности эндробитов, “серые гнейсы”; 2, 5, 8; – эндробиты нормальной щелочности, “белые гнейсы”; 3, 6, 9 – анатектоидные лейкограниты, “пегматитовые гнейсы”; 10, 11 – высокомагниевого метабазита: 10 – Алданского и 11 – Анабарского щитов; 12 – дайки Амералик; 13 – основные гранулиты провинции Хебей (Китай). Содержания Rb, Sr и Ba даны в г/т.

Rb, Ba и уменьшение Sr. При сопоставлении выявляется, что тоналит-гранодиоритовые породы Алданского щита всегда заметно богаче Ba. Величины отношений Ba/Rb и Ba/Sr показывают, что в наиболее ранних компонентах тоналит-гранодиоритовых серий (низкокальциевых эндробитах) Алданского щита они также наиболее повышены, хотя в более поздних гранитоидах такое соотношение выдерживается не всегда, что связано с удивительно низкими содержаниями Rb в породах Анабарского щита. Намечившееся различие в содержаниях Ba в древних сиалических комплексах может отображать существование раннедокембрийской континентальной коры, по крайней мере, двух типов – низко- и высокобариевого.

Для проверки этого предположения были собраны аналитические данные о содержаниях Ba в древнейших сиалических образованиях (и частично в метабазитах) нескольких регионов. В составленную таким образом выборку, явившуюся базой для построения серии гистограмм частоты встречаемости гранитоидных пород с разными содержаниями Ba (см. рис. 3) и диаграмм Ba–K₂O (см. рис. 4), включены данные по другим докембрийским выступам Сибирской платформы [28–30, 32, 34, 36], Восточно-Европейской платформе [2, 8, 15, 25, 45, 57, 60, 62, 64, 70, 71], Сино-Корейскому [22, 55, 56], Канадскому (Лабрадор, Юго-Западная Гренландия) [49, 50, 58, 59, 61, 63] и другим [51, 53, 65, 66] щитам. При этом тектоническое районирование фундаментов древних платформ основывалось на нуклеарной модели развития докембрийской континентальной коры [9] (рис. 1, 2).

Полученные гистограммы (рис. 3) показывают, что гранитоиды четко разделяются на две группы. Одна группа – это гранитоиды с преимущественным содержанием Ba (более чем в 75% случаев) ниже 800 г/т (т.е. ниже кларковых для данного типа пород, по А.П. Виноградову, – 830 г/т). Вторая группа – гранитоиды с преобладающими содержаниями Ba выше 800 г/т. Аналогичное разделение древнейших гранитоидных комплексов на две группы, основанное на бариевой метке, хорошо видно на диаграммах Ba–K₂O (рис. 4), где фигуративные точки пород из разных регионов образуют два поля (с небольшим перекрытием) с соответствующими трендами зависимости содержания Ba от количества K₂O. Тенденция увеличения содержания Ba и K в обоих случаях объясняется их геохимическим родством и общностью петрогенетических процессов [2, 46]. Однако интенсивность роста содержания Ba в этих двух случаях оказывается различной и может связываться с неодинаковой концентрацией Ba в материале, исходном для генерации магм.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что бариевая метка как бы по наследству передается от наиболее древних гранитоидных комплексов тоналит-гранодиоритовой серии позднеархейским-раннепротерозойским гранитоидам. Это видно из анализа распределения Ba в гранитах раннеархейских гранулитогнейсовых и позднеархейских-раннепротерозойских гранит-зеленокаменных областей разных геохимических провинций Северной и Южной Америки, Африки и Австралии [52, 54, 67] (см. рис. 4).

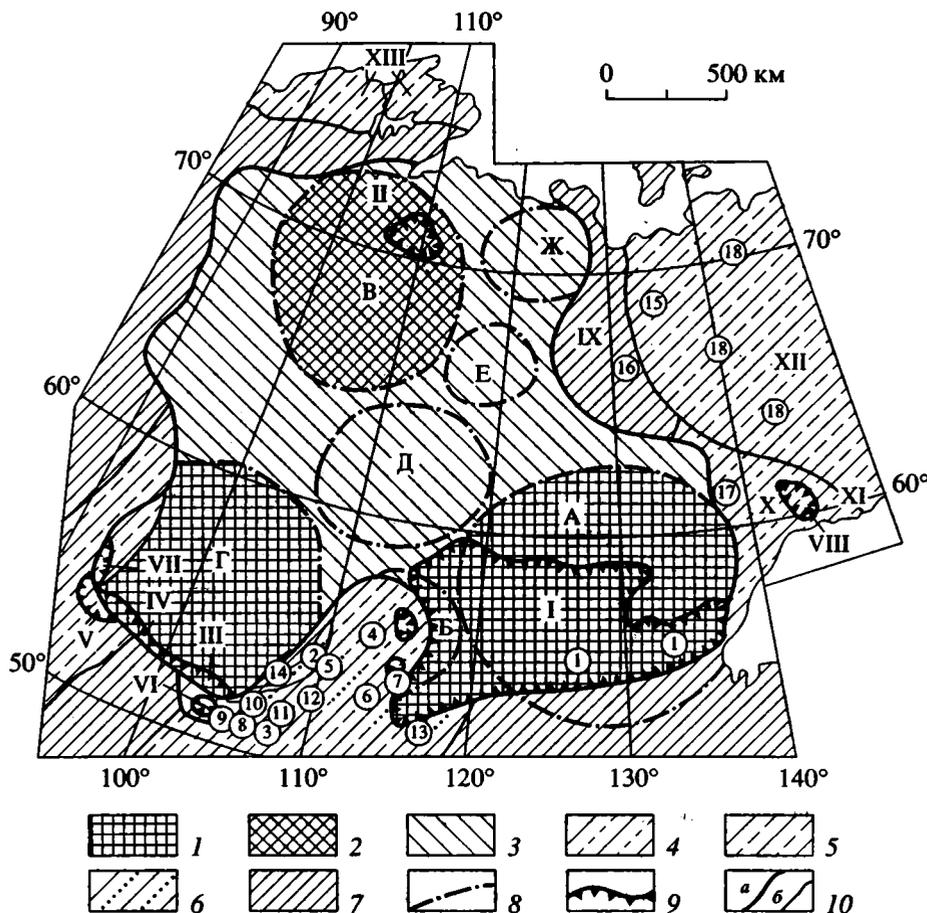


Рис. 1. Схема районирования Сибирской платформы и её обрамления по геохимическим типам древней континентальной коры.

1–7 – геохимические типы коры: 1–3 – фундамента: 1, 2 – установленные и предполагаемые: 1 – высокобариевый, 2 – низкобариевый, 3 – неустановленный, 4–7 – складчатых областей: 4–6 – установленные и предполагаемые: 4 – высокобариевый, 5 – низкобариевый, 6 – смешанный в скрытых зонах коллизии, 7 – неустановленный; 8–11 – геологические границы: 8 – нуклеаров, 9 – щитов и выступов фундамента, 10 – платформ, 11 – прочие.

Буквы и цифры на схеме: геологические объекты, упоминаемые в тексте: нуклеары: А – Алдано-Становой, Б – Олекмо-Витимский, В – Хета-Оленекский, Г – Ангарский, Д – Вилюйский, Е – Тюнгский, Ж – Оленекский; щиты: I – Алданский, II – Анабарский; выступы фундамента: III – Шарыжалгайский, IV – Канский, V – Адзыбейский, VI – Гарганский, VII – Ангаро-Канский, VIII – Охотский кристаллический массив; складчатые области и зоны: IX – Верхоянская, X – Сетте-Дабанская, XI – Аян-Юряхская, XII – Индигиро-Колымская, XIII – Таймырская; прочие структуры, районы, массивы (цифры в кружках): 1 – Джугджуро-Становая область, 2 – Святой Нос, 3 – Верхнемангиртуйский массив, 4 – Ангаро-Витимский ареал-плутон, 5 – Нестерихинский и 6 – Романовский массивы, 7 – массивы междуречья Витима и Каренги и 8 – водораздела Хилок-Кудера, 9 – Джидинский район, 10 – Харитоновский, 11 – Куналейский и 12 – Хоринский массивы, 13 – Ингода-Шалкинский прогиб, 14 – Приольхонье, 15 – Адычанский массив, 16 – Саттангский синклиниорий, 17 – Тарабахский массив, 18 – Полоусненско-Колымский коллизионный шов.

Вместе с тем правило наследования бариевой метки древних комплексов более поздними гранитоидами наблюдается только в породах корового происхождения. Это правило не распространяется на ранне- и позднепротерозойские граниты, относящиеся, в частности, к анортозит-рапакиви-гранитной формации, имеющей смешанную мантйно-коровую природу. Содержание Ba в гранитоидах этой формации на разных щитах [15, 27, 67] варьирует в очень широких пределах (от 10 до 7000 г/т) и не адекватно геохимическому типу коры вмещающей древней рамы.

Имеющиеся материалы показывают, таким образом, что в фундаменте Сибирской платформы Алдано-Становой, Олекмо-Витимский, Ангарский нуклеары относятся к геотектоническим областям с высокобариевым типом коры, а Хета-Оленекский – к низкобариевым (см. рис. 1).

В пределах Восточно-Европейской платформы высокобариевым типом коры обладают Сарматский и Кольско-Лапландский нуклеары, а низкобариевым – Свекофеннокарельский (см. рис. 2). Кроме них можно выделить, по крайней мере,

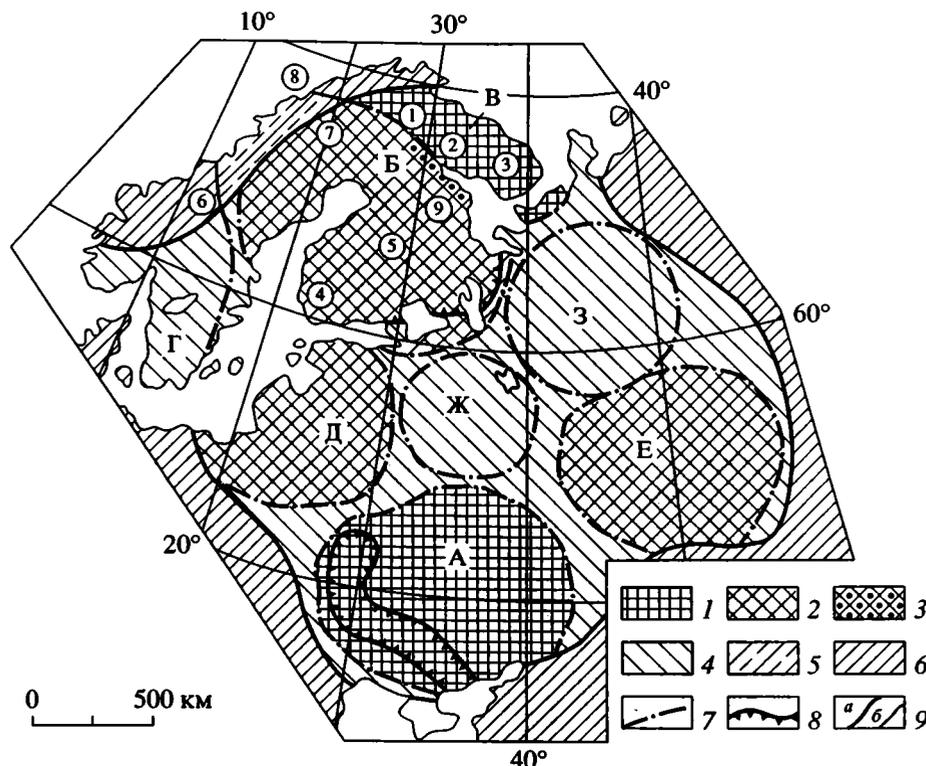


Рис. 2. Схема районирования Восточно-Европейской платформы и ее обрамления по геохимическим типам древней континентальной коры.

1-6 – геохимические типы коры: 1-4 – установленные и предполагаемые: 1 – высокобариевый, 2 – низкобариевый, 3 – смешанный в зонах коллизии, 4 – неустановленный, 5, 6 – складчатых областей: 5 – установленный низкобариевый, 6 – неустановленный; 7-9 – геологические границы: 7 – нуклеаров, 8 – щитов, 9 – а – платформы, б – прочие.

Буквы и цифры на схеме: геологические объекты, упоминаемые в тексте: нуклеары: А – Сарматский, Б – Свеккофеннокарельский, В – Кольско-Лапландский, Г – Свеконорвежский, Д – Прибалтийский, Е – Скифский, Ж – Московский, З – Северо-Двинский; районы (цифры в кружках): 1 – Восточный Финнмаркен, 2 – западная часть Кольского п-ова, 3 – Мурманский блок, 4 – Юго-Западная и 5 – Восточная Финляндия, 6 – Западная Норвегия (район Трондхейм), 7 – Северная Швеция, 8 – Лафонтенские о-ва, 9 – Беломорский блок.

еще две области с относительно низкими содержаниями Ва в древних сиалических комплексах. Это кристаллический фундамент Белоруссии (Прибалтийский нуклеар), где среднее содержание Ва в кислых породах по 4560 пробам равно 526 г/т [6], и Волго-Уральской области (Скифский нуклеар), где в аналогах “серых гнейсов” содержания Ва по трем пробам равны 100, 400 и 530 г/т [4]. В последнем случае малое количество анализов ограничивает степень уверенности в соответствующем выводе.

Вместе с тем при обработке аналитических материалов выявились особенности геохимии некоторых областей и, в частности, Беломорского блока Балтийского щита, где позднерейские граниты и сопутствующие им породы достаточно резко отличаются одни от других по содержаниям Ва [2, 25] (см. рис. 3). Этот район в тектоническом отношении располагается на стыке Свеккофеннокарельского нуклеара с низкобариевым типом коры и Кольско-Лапландского нуклеара,

который характеризуется корой высокобариевого типа (см. рис. 2). Выявившиеся особенности распределения Ва свидетельствуют о том, что в этой древнейшей коллизионной структуре Балтийского щита произошло тектоническое совмещение кор двух типов, отразившееся на геохимических особенностях гранитов, наиболее древние из которых (гранит-мигматиты ранних этапов и гранитоиды известково-щелочной серии) несут бариевую метку Свеккофеннокарельского нуклеара, а более поздние гранитоиды толеитовой серии и еще более молодые граниты утрачивают ее из-за влияния коры Кольско-Лапландского нуклеара.

Эти данные показывают, что в фундаменте древних платформ сосуществуют не только тектонические области (нуклеары) с высоко- и низкобариевой континентальной корой, но также и зоны с корой смешанного или переходного типа, отвечающие коллизионным швам. Естественно, что последние могут быть выявлены с помощью

бариевой метки только в случае столкновения нуклеаров с разными геохимическими типами кор. Бариевая метка доказывает, следовательно, геохимическую гетерогенность фундамента древних платформ, сложенных отдельными сиалическими ядрами, объединившимися в крупные континентальные массы в поздне- и послепермское время. Вместе с тем она позволяет скептически относиться к представлениям о возможности отнесения отдельных внутринуклеарных блоков архейских пород к одинаковой бариевой метке к обособленным террейнам.

Рассмотрим причины геохимической неоднородности древней континентальной коры. Известно, что петрогенезис низкокальциевых тоналит-гранодиоритовых серий связывается с процессами частичного плавления первичной базитовой коры, являющейся главным источником литофильных элементов [10, 44, 45, 47]. Это позволяет предположить, что разные содержания Ва в древнейших низкокальциевых гранитоидах отражают соответствующие (относительно повышенные или пониженные) содержания этого элемента в первичной базитовой коре. Для проверки этой версии обратимся к анализу содержаний Ва в метабазах, которые в изобилии встречаются в виде меланократовых включений в эндербитах ("серых гнейсах"). На Алданском щите это метабазиты инфракрустального комплекса и более молодые мафические дайки, внедрившиеся между двумя этапами гранитообразования (3.6 и 3.3 млрд. лет) [54], на Анабарском щите это метабазиты далдынской серии [32, 34]. Все эти породы рассматриваются как метаморфизованные базальты или габбро-продукты частичного плавления первичной недеплетированной (инфракрустальный комплекс) или слабо истощенной (дайки и силлы супракрустального комплекса) мантии [54]. К этой же категории пород можно отнести амфиболиты Саглек и габбро Уйвак (3.6 млрд. лет) [49, 50], дайки Амералик (3.6 млрд. лет) и амфиболиты супракрустального пояса Малене (3.6–3.1 млрд. лет) [49, 53], амфиболиты Северо-Атлантического кратона и основные гранулиты провинции Хебей (3.5 млрд. лет) Северо-Китайской платформы [55, 58]. Как и следовало ожидать, там, где гранитоидные комплексы отличаются высокими содержаниями Ва, концентрации этого элемента в метабазах также повышены по сравнению с аналогичными породами, ассоциирующими с низкобариевыми гранитоидами (рис. 5).

Формирование основных пород с относительно повышенными содержаниями К, Ва и Rb могло быть связано с двумя причинами. Первая – это генерация основных магм в условиях низких степеней частичного плавления первичной мантии и их обогащение литофильными элементами с большим ионным радиусом при низких содержаниях Mg и тугоплавких элементов, вторая – это обогащение

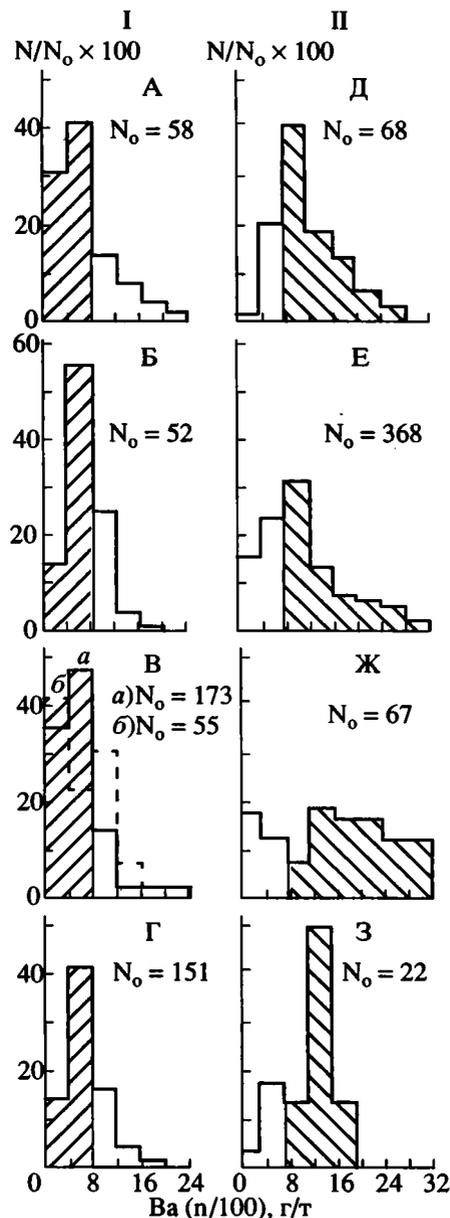
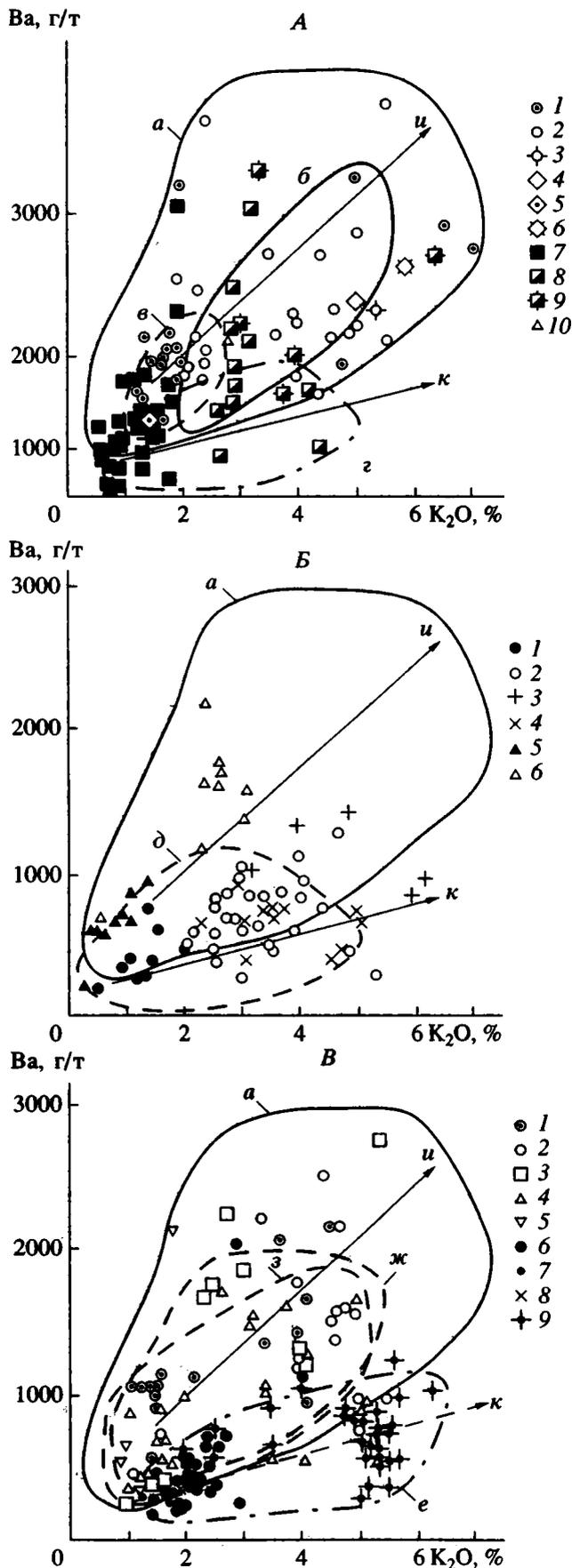


Рис. 3. Распределение Ва по интервалам содержаний в раннедокембрийских сиалических комплексах.

N_0 – общее количество проб, N – количество проб данного интервала.

I – регионы с низкобариевым типом: А – Анабарский щит (северо-восточный сектор Хета-Оленевского нуклеара) [32]; Б – Ангаро-Канский выступ Енисейского кряжа; В – Балтийский щит (Свекофеннокарельский нуклеар): а – Финляндия и Северная Швеция [45, 57, 60, 64], б – Беломорский блок [2, 25]; Г – Гренландия, Северная и Южная Америка, Австралия [45, 49, 51, 53, 58, 59, 61, 63].

II – регионы с высокобариевым геохимическим типом коры: Д – Алданский щит (южный сегмент Алдано-Станового нуклеара), Шарыжалгайский и Канский выступы (южный край Ангарского нуклеара) [28–30, 36]; Е – Украинский щит (южный сегмент Сарматского нуклеара) [15]; Ж – Балтийский щит (Кольско-Лапландский нуклеар) [8, 62, 70]; З – Сино-Корейский щит (северная часть Сино-Корейского нуклеара) [22, 56].



первичной мантии литофильными элементами, переходящими в выплавки в количествах, коррелируемых с содержаниями в исходном субстрате, независимо от степени его плавления. Если исходить из этих же теоретических рассуждений, то основные породы с относительно низкими содержаниями К, Ва и Rb должны были генерироваться или при высокой степени частичного плавления мантии, или из мантии, изначально обедненной литофильными элементами с большим ионным радиусом.

На диаграммах Ва–K₂O и Ва–MgO (см. рис. 5) видно, что те метабазиты Алданского щита,

Рис. 4. Диаграммы Ва–K₂O для раннедокембрийских гранитоидов.

А – архейские эндербиты и чарнокиты: 1–9 – Сибирской платформы; 1–3 – Алданского щита, 4–6 – Шарыжалгайской глыбы (средние составы) [30], 7–9 – Анабарского щита [32]; 10 – Охотского массива (средний состав). Разновидности эндербитов и гранитоидов: 1, 4, 7 – эндербиты низкокальциевые; 2, 5, 8 – эндербиты нормальной щелочности и чарнокиты; 3, 6, 9 – анатектические лейкограниты; 10 – нерасчлененные гранитоиды.

Б – архейско-раннепротерозойские гранитоиды: 1–4 – Ангаро-Канского выступа [29], 5 – Арзыбейской и 6 – Канской глыб [36]. 1 – гиперстеновые плаггиогнейсы и кислые гнейсы канской серии; 2 – двуполевошпатовые гнейсы и кислые гнейсы; 3 – чарнокиты и 4 – гиперстеновые граниты енисейской серии; 5, 6 – трондьемиты.

В – архейские и раннепротерозойские гранитоиды: 1, 2 – Украинского и 3–9 – Балтийского щитов. 1 – архейские и 2 – раннепротерозойские гранитоиды [15]; 3, 4 – архейские граниты: 3 – тоналит-гранодиорит-монцитной серии массивов Восточного Финмаркена и западной части Кольского п-ова [62, 70], 4 – Мурманского блока; 5 – архейские эндербиты Кольского п-ова [8]; 6 – архейско-раннепротерозойские граниты тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии Финляндии [43, 58]; 7 – архейские плаггиомигматиты Беломорья [2]; 8 – архейские граниты Центральной Карелии (сунские) [8]; 9 – раннепротерозойские гранитоиды Северной Швеции [64, 71].

Буквенные обозначения полей и трендов: поля: а – эндербитов Алданского и Анабарского щитов; б – плаггиогнейсов и в – чарнокитов Шарыжалгайского выступа; г – гранитов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии высокометаморфизованных районов Амисок, Уйвак, Свазиланда и др. [53]; д – объединенное поле гранитов тоналит-трондьемит-гранодиоритовых серий высокометаморфизованных районов и гранит-зеленокаменных областей Северной Америки, Гренландии, Южной Америки, Австралии и др. [53]; е – архейско-раннепротерозойских гранитов Финляндии, Северной Швеции, Беломорского блока (Свекофеннокарельский нуклеар); ж – архейских гранитоидов и континентальных трахиандезитов и риолитов Гвианского и Бразильского щитов (Амазонский нуклеар) [51, 66]; з – архейско-раннепротерозойских гранитоидов Сино-Корейского щита (нуклеара); тренды раннедокембрийских гранитов: и – Сибирской платформы; к – высокометаморфизованных районов Северной Америки, Гренландии, Южной Африки, Австралии и др.

которые характеризуются относительно низкими содержаниями Ва, отличаются повышенными концентрациями MgO и близки по составу базальтовым коматитам. Как известно, последние генерируются в условиях высокой степени плавления мантии. Поэтому положение фигуративных точек высокомагнезиальных основных пород на диаграмме Ва–MgO на одном уровне с метабазитами толеитовых серий тех провинций, которые характеризуются низкобариевым типом коры, само по себе свидетельствует о генетической связи метабазитов Алданского щита с мантией, обогащенной Ва, если учесть высокую степень ее плавления.

Для дополнительной проверки этого предположения выбраны высокомагнезиальные разности метабазитов Алданского (MgO = 22.1%), Анабарского (MgO = 22.9%) [34] щитов, а также магнезиальные и низкокальциевые дайки Амералик (MgO = 7.71%) Юго-Западной Гренландии [52] и основные гранулиты провинции Хебей – Сино-Корейский щит (MgO = 7.09%) [55]. Оказалось (рис. 6, см. таблицу), что эти метабазиты так же отличаются одни от других по содержанию Ва и других литофильных элементов, как и гранитоиды провинций с высокобариевыми и низкобариевыми типами коры. Сравнительное обогащение основных пород Алданского и Сино-Корейского щитов элементами с высокочargedными ионами от Nb до Yb (см. рис. 6) свидетельствует, кроме того, и о более высокой степени плавления мантии при генерации родоначальных магм. Поэтому формирование основных пород с высоким содержанием Ва в таких условиях могло быть связано с мантией, обогащенной элементами с крупным ионным радиусом. По всей видимости, основной причиной, порождающей геохимические неоднородности раннедокембрийских гранитоидов и континентальной коры в целом, является соответствующая неоднородность первичной мантии.

Бариевая метка и древняя кора в фанерозойских складчатых областях. Способность Ва к рециклированию и накоплению в породах последних этапов гранитообразования характерна не только для докембрийских (см. рис. 4, 8), но и для фанерозойских гранитоидов или кислых вулканитов. Она, видимо, является одной из естественных геохимических особенностей гранитоидов, несущих, как видно по результатам новейших петрологических исследований изотопных систем, отпечаток типа континентальной коры, в которой они формируются [19]. При этом очевидно, что адекватность бариевой метки типу коры, в которой генерировалась гранитная магма, может ожидать только для пород нормальной щелочности, слагающих умеренно дифференцированные массивы, что относится, главным образом, к гранитоидам известково-щелочного, андезитового и отчасти латитового геохимических типов,

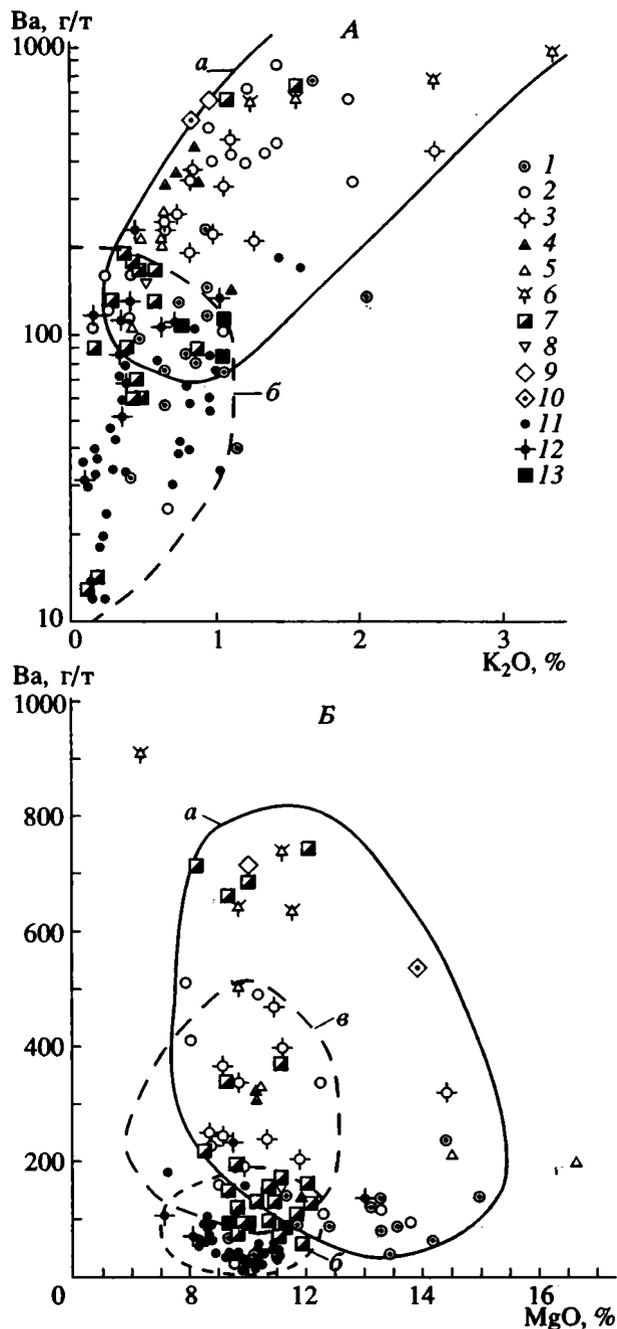


Рис. 5. Диаграммы Ва–K₂O (А) и Ва–MgO (Б) для метабазитов архея.

1–6 – метабазиты Алданского щита: 1–3 – Суннагинский купол, 4–6 – Талакитский купол и Ларбинский блок (1, 4 – инфракрустальный и 2, 5 – супракрустальный комплексы, 3, 6 – мафические дайки); 7, 8 – нерасчлененные метабазиты: 7 – Анабарского щита [34], 8 – Шарыжалгайской глыбы [30]; 9, 10 – основные породы Охотского массива: 9 – амфиболиты, 10 – пироксениты; 11–13 – метабазиты Канадского щита и Юго-Западной Гренландии: 11 – дайки Амералик (А и В типы) [52], 12 – дайки Малене [48], 13 – амфиболиты, метагаббро, дайки района Саглек [48, 49]. Буквенные обозначения полей метабазитов: а – Сибирской платформы, б – Канадского щита и Гренландии, в – провинции Хебей [55, 56].

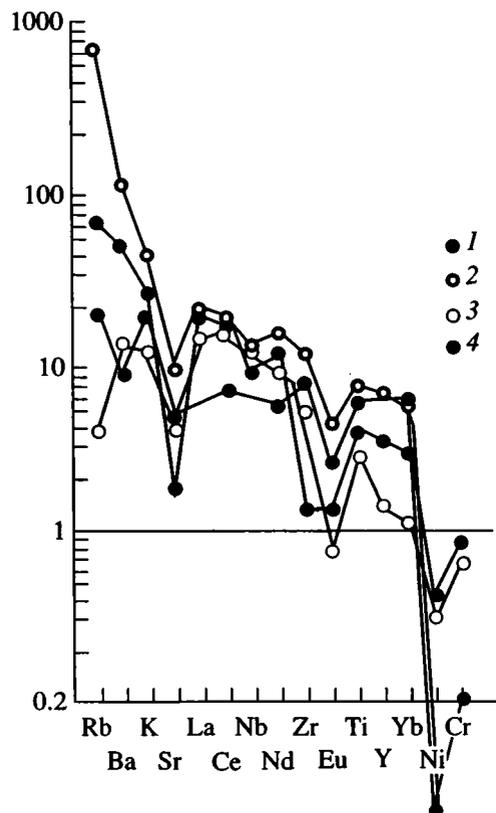


Рис. 6. Нормированные по примитивной мантии [68] содержания редких и редкоземельных элементов в высокомагнезиальных основных породах раннего докембрия.

1–4 – породы областей с континентальной корой: 1, 2 – высокобариевой: 1 – метабазиты Алданского щита, 2 – основные гранулиты провинции Хебей (Сино-Корейский щит) [55], 3, 4 – низкобариевой: 3 – метабазиты Анабарского щита [34], 4 – дайки Амералик Юго-Западной Гренландии [52].

идентифицируемых обычно как коллизионные или островодужные [21]. Породы именно этих геохимических типов были использованы для тектонического анализа фрагментов фанерозойских складчатых областей обрамления Сибирской платформы.

Вместе с тем отметим, что во многих случаях предлагаемые интерпретации могут быть неоднозначными из-за участия в генерации магм как вещества древней континентальной коры, так и фанерозойских вулканогенно-осадочных комплексов или мантийного материала с другой бариевой меткой. Тем не менее возможные тектонические следствия выявленных особенностей распределения Ba в гранитоидах складчатых областей представляются интересными и заслуживающими внимания.

Яркими примерами сохранения бариевой метки в провинциях с высокобариевым типом древ-

ней коры являются юрско-меловые гранитоиды Джугджуро-Становой области Алданского щита [21], меловые граниты и вулканиты и, отчасти, среднепалеозойские граниты Сино-Корейского щита [22, 38, 39, 42, 69] (рис. 7, 8), а также раннепалеозойские граниты самсунского комплекса Гарганской глыбы, характеризующиеся теми же содержаниями бария (1000–3000 г/т), что и раннедокембрийские плагиигранитоиднейсы [1]. Подобное же наследование бариевой метки в провинциях с низкобариевым типом коры отмечается для гранитоидов постархейских террейнов Северной Америки [53] (см. рис. 4, 8).

Рассмотрим возможности использования бариевой метки для определения геохимических типов древней континентальной коры на примере южного обрамления Сибирской платформы и некоторых районов Сино-Корейского щита. Начнем с Забайкалья, территория которого в геотектоническом отношении рассматривается как сложное сооружение, возникшее в результате взаимодействия Сибирского континента с многочисленными террейнами с раннедокембрийской континентальной корой и более молодой корой, сформировавшейся в каледонскую эпоху [5, 14, 19, 37]. Имеющиеся данные о содержаниях Ba в раннепалеозойских гранитоидах баргузинского комплекса, занимающих обширное пространство Восточного Забайкалья и Витимского плоскогорья (Ангаро-Витимский батолит, или ареал-плутон [14, 23, 24], а также в мезозойских гранитоидах этого района [16, 18, 20, 21, 41], показывают, что гранитоиды северной части этой области возникли, скорее всего, за счет переработки докембрийской континентальной коры высокобариевого типа. Это согласуется с результатами определений Sm-Nd модельных возрастов гранитоидов этой области, датирующих возраст протолита как докембрийский [19]. Вероятным останцом древней коры являются раннепротерозойские гранитоиднейсы Святого Носа с аномально высокими содержаниями Ba [16] (см. рис. 8). Нестерихинский массив гранитов Баргузинского комплекса, расположенный восточнее п-ова Святой Нос, и Романовский массив подобных же гранитов в верховьях Витима в среднем содержат Ba в количествах 1240 и 1740 г/т. А мезозойские граниты амананского комплекса на междуречье Витима и Каренги – от 840 до 1630 г/т.

Граниты более южных районов, в частности, мезозойские граниты Ингода-Шилкинского прогиба западной части Монголо-Охотской складчатой области [20], вероятнее всего, формировались за счет континентальной коры низкобариевого типа. Индикаторами такой коры в Восточном Забайкалье являются раннепротерозойские гранитоиднейсы Верхнемангиртуйского массива [16] (см. рис. 8). Вместе с тем в этой области отмечается большой разброс содержания Ba в гранитах мезозойского

и отчасти палеозойского возрастов [41]. Мезозойские граниты бичурского комплекса на водоразделе Хилок-Кудера отличаются относительно высокими содержаниями Ва – 990–1800 г/т. В Джидинском районе мезозойские граниты характеризуются сравнительно низкими концентрациями этого элемента – от 160 до 600 г/т (при среднем 470 г/т), а вмещающие их палеозойские граниты – от 310 до 1200 г/т (при среднем 810 г/т). Невысокие концентрации Ва типичны для Харитоновского, Куналейкского, Хоринского и других массивов раннепермских (или триасовых) гранитов высокой щелочности, в среднем от 360 до 710 г/т, при очень большой дисперсии: в Хоринском массиве от 52 до 2200 г/т, в Куналейкском от 86 до 1880 г/т.

Петрогенетические исследования и анализ материалов по геологии, вещественному составу и структурной позиции гранитоидов высокой щелочности Монголо-Забайкальской провинции (в том числе и перечисленных выше массивов) показали, что их формирование было связано с глубинными источниками энергии при активном участии не только континентальной коры, но и мантийного вещества [16]. Видимо, по этой причине граниты высокой щелочности дифференцированных плутонов Южного Забайкалья характеризуются таким широким диапазоном содержания Ва, который, как мы видели выше, был типичен и для докембрийских гранитов рапакиви, имеющих также смешанную коро-мантийную природу. Скорее всего, указанные выше граниты не могут в полной мере служить индикаторами геохимического типа древней коры. Можно тем не менее предполагать, что на площади Ангаро-Витимского ареал-плутона скрыт коллизионный шов (или серия швов), отделяющий Сибирский континент с высокобариевым типом коры (в этой его части) от области, где располагаются террейны, сложенные древней корой низкобариевого типа, окруженные более молодой (каледонской) корой неустановленного геохимического типа.

К другому району, отличающемуся сложной историей геологического развития, относится Приольхонье, где вдоль границы Сибирской платформы развиты осадочно-вулканогенные породы ольхонской серии, принадлежащие прогрессивно метаморфизованным комплексам. Они залегают в виде тектонических пластин, обдурченных на край Сибирского континента и деформированных в результате последовавшей затем ремобилизации древней континентальной коры. Показателями этого процесса являются гранитоидные купола, ассоциирующие с покровными структурами [37]. Непосредственно к северному флангу этого коллизионного шва примыкает Аkitканский вулканоплутоновый пояс, кислые вулканиды которого характеризуются относительно высокими содержаниями Ва [13] (см. рис. 8), указывающими на его заложение на континентальной коре

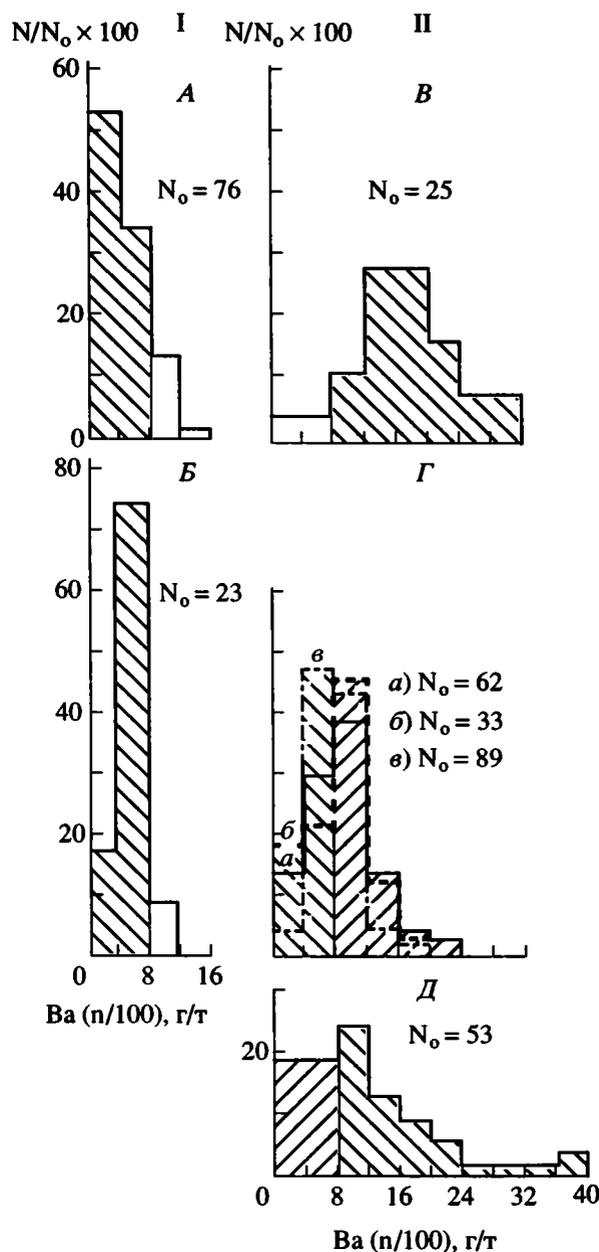


Рис. 7. Распределение Ва по интервалам содержаний в фанерозойских коллизионных гранитоидах.

N_0 – общее количество проб, N – количество проб данного интервала.

I – регионы с низкобариевым типом коры, граниты: А – мезозойские Верхоянской складчатой области [43], Б – меловые впадины Кенсан, южная часть Корейского полуострова [69].

II – регионы с высокобариевым и смешанным типом коры: В – юрско-меловые граниты Джугджуро-Становой области Алданского щита [21]; Г – Сино-Корейский щит (п-ов Корея и прилегающая акватория Японского моря): а – меловые граниты и кислые вулканиды [38, 43], б – среднепалеозойские граниты подводных возвышенностей Восточно-Корейской и Криштафовича [22], в – позднепалеозойские граниты подводной возвышенности Ямото; Д – палеозойские граниты и мигматиты Приольхонья и острова Ольхон [26, 30].

Сибирского континента с высокobarиевым типом коры (Ангарский нуклеар, см. рис. 1). Вместе с тем мигматиты и граниты Приольхонья и острова Ольхон отличаются большим геохимическим разнообразием, хотя петрохимически они очень близки

[26]. Если проанализировать данные о содержании бария в этих породах, то можно убедиться в исключительно большой дисперсии этих значений от 50 до 8000 г/т, а в отдельных пробах и до 14000 г/т [30], что приближает их по содержанию Ва к раннепротерозойским гранитам Святого Носа [16] (см. выше). На гистограмме распределения Ва в гранитоидах Приольхонья и о-ва Ольхон отсутствует четко выраженный пик, который мог бы свидетельствовать о принадлежности древней коры этого района к какому-либо одному геохимическому типу коры: низко- или высокobarиевому (см. рис. 7). По этому признаку можно говорить о наличии здесь смешанной коры, характерной для коллизионной зоны

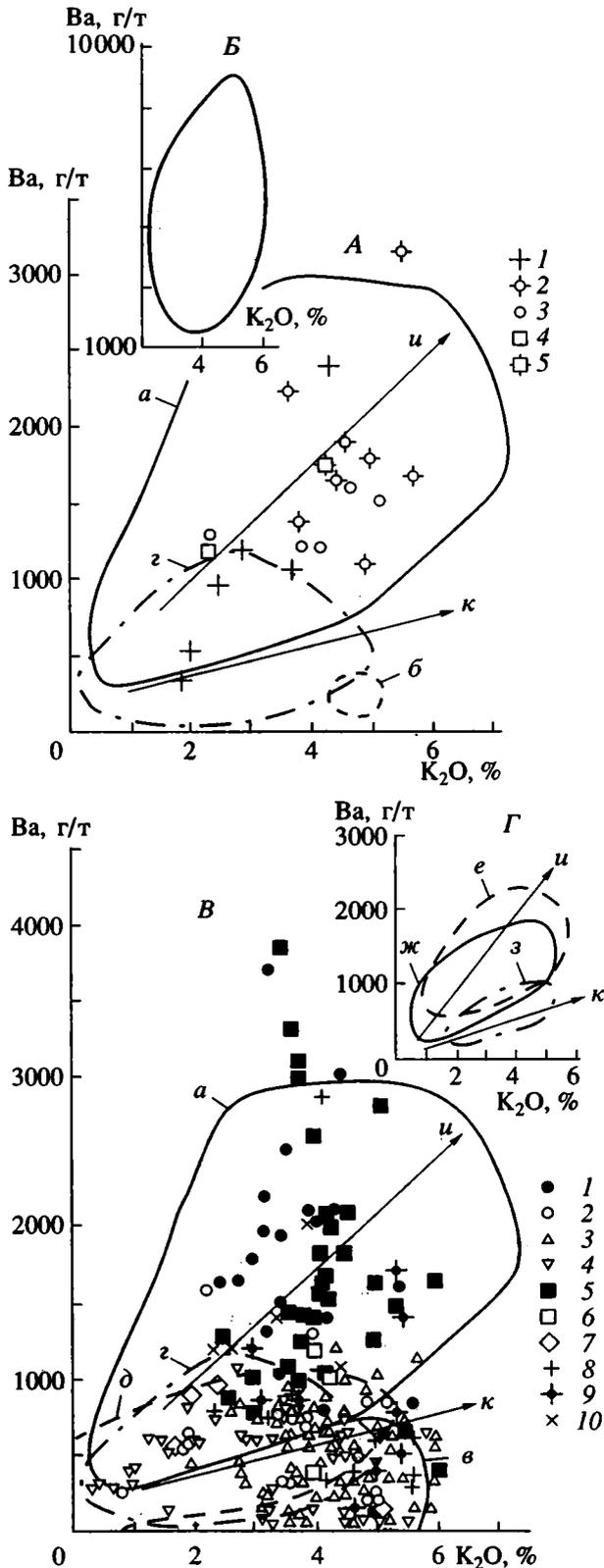


Рис. 8. Диаграммы Ва–K₂O для позднеархейских, раннепротерозойских и фанерозойских гранитоидов и вулканогенных пород.

А – Сибирская платформа и Охотский массив. 1–3 – Сибирская платформа: 1 – позднеархейские–раннепротерозойские: 1 – плагиогранитоиды древнестановые (куандинские), 2 – порфириобластические гранитоиды позднестановые (вторая фаза куандинских), 3 – раннепротерозойские трахиандезиты Акиктанской серии [13]; 4, 5 – Охотский массив, позднеархейские – раннепротерозойские: 4 – плагиогранитоиды первого и 5 – микроклиновые граниты второго этапов.

Б – поле раннепротерозойских гранитоидов Святого Носа [16].

В – фанерозойские гранитоиды Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1–4 – мезозойские гранитоиды: 1 – Джугджуро–Становой области [21], 2 – Монголо–Охотской складчатой области [18, 20, 41], 3 – Яно–Колымской складчатой системы [31, 33, 35], 4 – Восточно–Верхоянской зоны Верхоянской складчатой области [43]; 5–7 – палеозойские гранитоиды: 5 – баргузинского комплекса северной части Витимо–Баргузинского арал–плутона [16, 23]; 6 – массивов Восточного Забайкалья [41], 7 – ольхонской серии [30]; 8–10 – позднерифейско–вендские гранитоиды Таймырской складчатой области [7]: 8 – раннеколлизионные, 9 – синколлизионные, 10 – постколлизионные.

Г – раннедокембрические и мезозойские гранитоиды и вулканиты Корейского полуострова (Сино–Корейский щит) [38, 43].

Буквенные обозначения полей и трендов: поля: а – раннедокембрических гранитоидов Сибирской платформы, б – раннепротерозойских гранитов Верхнемангиртуйского массива [16], в – пермо–триасовых гранитов Восточного Забайкалья [41], з – архейских и раннепротерозойских гранитов высокометаморфизованных и гранит–зеленокаменных областей Северной Америки, Гренландии, Южной Африки, Австралии и др. [53], д – гранитоидов постархейских террейнов Северной Америки, Норвегии и др. [53], е – архейско–раннепротерозойских гранитоидов Сино–Корейского щита [22], ж – юрско–раннемеловых андезитов, дацитов, гранитов и юрских гранитов пояса Охчон и з – юрских гранитов бассейна Кионгсанг юга Корейского п-ова [67]; тренды раннедокембрических гранитоидов: и – Сибирской платформы, к – высокометаморфизованных районов Северной Америки, Гренландии, Свазиленда.

стыка континента и смежного террейна, с разными геохимическими типами древней континентальной коры. Таким образом, бариевая метка в гранитоидах Приольхонья дает дополнительные аргументы в пользу представлений о коллизионном характере его структуры.

Если обратиться к Восточным Саянам, то оказалось, что древняя кора этой области относится к разным континентальным массам. Гарганская глыба, скорее всего, является отторженцем Ангарского нуклеара с высокобариевым типом коры (90% анализов раннепротерозойских гранитов показывает содержания Ва от 1000 до 3000 г/т [1]). Адзыбейский выступ на северо-западе Восточного Саяна, примыкающий с юга к Канскому выступу – фундаменту Ангарского нуклеара, характеризуется низкобариевым типом коры [36] (см. рис. 4). Докембрийские сиалические комплексы Енисейского кряжа также отличаются относительно низкими содержаниями Ва [28, 29] (см. рис. 4). Можно предполагать, что Адзыбейский и Ангарско-Канский выступы, отличающиеся от смежных с ними Канского и Шарыжалгайского блоков Ангарского нуклеара низкобариевым типом коры и имеющие с последним тектонические контакты, относятся к фрагментам террейнов, примкнувших к древнему Сибирскому континенту еще в докембрии, до начала формирования платформенного чехла.

Обратимся далее к северо-восточному и северному обрамлению Сибирской платформы. Существуют две точки зрения относительно природы и позиции Охотского кристаллического массива. Согласно одной из них, древняя кора этого докембрийского выступа принадлежит Сибирскому кратону [3], согласно другой – Омолону-Охотскому или Охотскому микроконтиненту, столкнувшемуся с древним Сибирским континентом в конце раннего мела [17].

О геохимическом типе коры Охотского кристаллического массива можно судить по содержаниям Ва в раннеархейских эндебитах и чарнокитах (1110 г/т – среднее из 76 анализов), позднеархейских–раннепротерозойских плагиогранитогайеисах и гранитах (1130 г/т – 47 анализов), микроклиновых гранитах и граносиенитах (1710 г/т – 17 анализов). Эти данные вполне убедительно показывают, что раннедокембрийская кора Охотского массива относится к высокобариевому типу (см. рис. 4, 8). К этому добавим, что даже в амфиболитах и пироксенитах докембрия этого массива отмечаются аномально высокие содержания Ва: в амфиболитах в среднем 670 г/т (69 анализов), в пироксенитах 540 г/т (7 анализов). Если добавить, что высокие (1000–10 000 г/т) содержания Ва установлены и в коллизионных мезозойских гранитах Тарабаганского плутона в северной части Сетте-Дабанской зоны [12], то станет ясно, что территория складчатой области, которая простирается от края платформы до Охотского массива и его окрест-

ностей, характеризуется древней континентальной корой высокобариевого типа, аналогичной коре Алдано-Станового нуклеара (см. рис. 1).

О геохимическом типе древней коры Омолонского кристаллического массива и других многочисленных микроконтинентов Индигиро-Колымской области [3] можно судить по данным о содержании Ва в мезозойских коллизионных гранитах [31, 33, 35], трассирующих главный Полоусненско-Колымский коллизионный шов. В соответствии с этими данными все граниты были генетически связаны с процессами ремобилизации древней континентальной коры, относительно обедненной Ва (см. рис. 8). По всей видимости, Охотский и Омолонский кристаллические массивы не являются частями единого континента, а, скорее всего, принадлежат к фрагментам разных сиалических ядер. Вместе с тем можно полагать, что Охотский кристаллический массив является частью Сибирского континента, о чем свидетельствует единство геохимических типов его коры и коры Алдано-Станового нуклеара.

Вопрос о принадлежности древней континентальной коры Верхоянской складчатой области к Сибирскому континенту всегда решался положительно [3]. Если опираться на данные о содержании Ва в мезозойских коллизионных гранитах, развитых в пределах Адычанского поднятия и Саттангского синклиория Восточного Верхоянья [43], то можно говорить, что фундамент верхоянского комплекса в восточной части складчатой области относится к континентальной коре низкобариевого типа (см. рис. 7, 8). Поскольку Верхоянская складчатая область примыкает к тем частям Сибирской платформы (Оленекский и Тюнгский нуклеары), которые не охарактеризованы в отношении геохимического типа континентальной коры (см. рис. 1), ни подтвердить, ни опровергнуть это утверждение на основании бариевой метки нельзя.

На севере к Сибирской платформе примыкает Таймырская складчатая область, которая, как полагают, возникла в позднем палеозое в результате столкновения Карского микроконтинента с Сибирским кратоном [7]. Здесь выделяются ранние автохтонные и более поздние параавтохтонные и аллохтонные коллизионные граниты с разными содержаниями литофильных элементов и, в частности, Ва (см. рис. 8). В автохтонных гранитах содержания этого элемента колеблются от 140 до 980 г/т (среднее 541 г/т из 6 анализов) и в аллохтонных от 880 до 6711 (1876 г/т, 12 анализов). Автохтонные граниты, возможно, формировались в период скупивания и утолщения коры не за счет нижних толщ Карского микроконтинента и подстилающих их островодужных и океанических базальтов, как предполагается [7], а за счет низкобариевой коры севера Сибирского континента (Хета-Оленекский нуклеар, см. рис. 1). Sm-Nd изотопные данные указывают на древний

коровый источник этих гранитов. Поэтому не исключено, что лишь аллохтонные граниты Таймырской складчатой области несут в себе барьерную метку древней континентальной коры Карского микроконтинента.

Еще одним примером использования барьерной метки для анализа тектонической природы крупных структур может являться восточная часть Сино-Корейского щита и ее обрамление (Корейский полуостров и подводные возвышенности: Восточно-Корейская, Криштофовича и Ямото). Как было отмечено выше, юрские и раннемеловые граниты и вулканы, а также среднепалеозойские граниты, развитые к северу от сутурной зоны Окчхон, в том числе и на подводных возвышенностях, содержат относительно высокие количества Ва, адекватные древней континентальной коре Сино-Корейского щита (см. рис. 7, 8). В коллизионной зоне Окчхон располагаются массивы как высокобариевых (1900 г/т), так и низкобариевых (100–690 г/т) юрских гранитов, причем последние преобладают [69]. За счет этих гранитов и образуется левосторонняя асимметрия на соответствующей гистограмме (см. рис. 7).

Меловые граниты впадины Кенсан к югу от зоны Окчхон (блок Собэксант) содержат Ва в количествах от 80 до 870 г/т с пиком, указывающим на низкобариевый тип континентальной коры блока Собэксант, входящего в состав кратона Янцзы [38]. Позднепалеозойские граниты, играющие важную роль в строении складчатого фундамента подводной возвышенности Ямото, отличаются широким диапазоном содержаний Ва. На гистограмме видна картина, типичная для распределения Ва в гранитоидах зон сочленения террейнов с разными геохимическими типами древней коры. Здесь максимум содержаний Ва попадает на интервалы от 400 до 1200 г/т, с небольшим преобладанием значений в диапазоне 400–800 г/т. И, действительно, возвышенность Ямото разделена крупным тектоническим швом на Северное Ямото, тяготеющее к Сино-Корейскому щиту с высокобариевым типом коры, и Южное Ямото, расположенное ближе к острову Хонсю [21] с низкобариевым типом континентальной коры, видимо, другого кратона, как и древняя кора впадины Кенсан, на крайнем юге Корейского полуострова.

Заключение. Как видно из рассмотренного материала, распределение Ва в древних породах многих провинций имеет бимодальный характер с разделом на уровне 800 г/т. На примере петрогенетического ряда пород протоконтинентальной коры: базиты – низкокальциевые эндрбиты – эндрбиты нормальной щелочности – лейкограниты подтверждается участие Ва в процессах рециклирования с увеличением его количества в породах каждого последующего этапа гранитообразования. Барьерная метка, унаследованная от протоконтинентальной коры, сохраняется, однако, и

при последующем развитии докембрийского и фанерозойского корового магматизма. Это дает основание для выделения двух геохимических типов древней континентальной коры – низко- и высокобариевого и для распознавания этих типов даже там, где древняя континентальная кора сохранилась только в реликтовых блоках или была существенно переработана более молодыми процессами термотектогенеза, в том числе и в складчатых областях.

Кроме того, анализ содержаний Ва в гранитоидах нескольких этапов позволяет выявить скрытые зоны коллизии террейнов (при условии геохимической разнородности их кор) и определять вероятную принадлежность последних к тем или иным континентальным массам. Необходимо, однако, иметь в виду, что в пределах сложных складчатых поясов геохимические особенности гранитоидов, включая и распределение Ва, определяются не только наличием и составом древнего субстрата, но и другими петрогенетическими факторами (глубиной магмогенерации, степенью дифференциации, взаимодействием с вмещающими комплексами, участием мантийных компонентов и др.). Это определяет необходимость осторожного подхода к использованию барьерной метки в складчатых системах многоэтапного развития с гетерогенным основанием (типа островодужных и окраинно-континентальных зон), а также в зонах внутриплитного корово-мантийного магматизма.

Приуроченность низко- и высокобариевых типов древней континентальной коры к различным нуклеарным структурам, равно как и мантийная природа барьерной метки, подтверждают представления о ведущей роли тектоники плюмов на самых ранних стадиях развития Земли [40], когда в пределах приэкваториального “горячего пояса” планеты осуществлялось зарождение и развитие разновеликих сиалических ядер – зародышей континентальной коры докембрийского суперконтинента [11]. Очевидно, что сиалические ядра отличаются одни от других не только размерами, интенсивностью и продолжительностью процессов докембрийского корообразования [9, 11], но и геохимической гетерогенностью, которая, скорее всего, была предопределена неоднородностями первичной мантии.

Благодарности. Авторы признательны профессору В.В. Ляховичу, доктору геол.-мин. наук Н.И. Филатовой (ИЛСАН), члену-корреспонденту РАН М.И. Кузьмину за ценные советы и помощь в подборе литературных источников, геологам ГНПП “Аэрогеология” Ю.Н. Спониору и Л.Г. Драгиной, канд. геол.-мин. наук Е.Н. Терехову (ИЛСАН) за предоставленные аналитические данные по Восточному Верхоянью, Охотскому кристаллическому массиву и Кольскому п-ову, доктору

геол.-мин. наук В.В. Ярмолюку за полезные критические замечания, способствовавшие более объективной интерпретации полученных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонцев Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Самсунурский интрузивный комплекс, Восточный Саян. Л.: Наука, 1967. 99 с.
2. Беус А.А., Щербакова Т.Ф. Сравнительная характеристика амфиболит-тоналит-трондьемит-гранитных серий Балтийского (Беломорский комплекс) и Украинского (Днепропетровский комплекс) щитов // Геохимия. 1994. № 11. С. 1547–1567.
3. Богданов Н.А., Тильман С.М. Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиций актуализма // Тихоокеанская геология. 1990. № 1. С. 20–30.
4. Богданова С.В. Серые гнейсы в фундаменте Русской плиты // Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981. С. 96–107.
5. Божко Н.А. Рифейская аккреция террейнов в тектонической эволюции Байкальской горной области // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 5. С. 664–657.
6. Бордон В.Е., Ольховик Е.Т. Геохимический баланс элементов в системе кристаллический фундамент–осадочный чехол в позднем протерозое // Петрология и геохимия кристаллических пород докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1989. С. 148–153.
7. Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А. и др. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика. 1995. № 12. С. 50–64.
8. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. О геохимическом типе первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: 1981. С. 49–57.
9. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 215 с.
10. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования // Геотектоника. 1991. № 4. С. 10–23.
11. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горный пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
12. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Кухтинский Г.Г., Недолкин Ю.Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.
13. Гусев Г.С., Песков А.И. Протерозойские трахиандезиты и базиты Ахитканского хребта Северного Прибайкалья: геохимия и тектоническая природа // Геотектоника. 1992. № 4. С. 75–86.
14. 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.
15. Есипчук К.Е., Орса В.И., Щербаков И.Б. и др. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность. Справочник. Киев: Наук. думка, 1993. 231 с.
16. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
17. Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
18. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антитин В.С. Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 93–107.
19. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Сальников Е.Б. Sm-Nd изотопные провинции земной коры Центральной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 220–222.
20. Косалс А.Я., Темников Ю. И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1983. 231 с.
21. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
22. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
23. Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
24. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подкладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный pluton. Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 141 с.
25. Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: Изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593–621.
26. Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1996. № 7. С. 637–649.
27. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия Алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.
28. Ножкин А.Д. Геохимическая неоднородность архейской литосферы и ее значение для металлогении // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 3–12.
29. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. Новосибирск: Наука, 1993. 219 с.
30. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 220 с.
31. Попова В.В. Акцессорные минералы мезозойских биотитовых гранитов и адамеллитов южной части Яно-Колымской складчатой системы // Магматические формации Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВНЦ СССР, 1985. С. 99–123.
32. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.

33. *Соболев А.П., Колесниченко П.П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 180 с.
34. *Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Леликов А.В.* Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // Геохимия. 1993. № 10. С. 1412–1427.
35. *Трунилина В.А., Раев С.П., Орлов Ю.С.* Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Новосибирск: Наука, 1985. 206 с.
36. *Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д., Мельгунов М.С.* Редкоэлементный состав и модели образования тронджемитов гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1995. № 7. С. 23–33.
37. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
38. *Филатова Н.И.* Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112–124.
39. *Филатова Н.И., Шилов В.Н., Гулько Н.И. и др.* Позднеюрский–раннемеловой вулканизм запада КНДР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 64–77.
40. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (Геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
41. *Шеремет Е.М., Козлов В.Д.* Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 134 с.
42. *Шилов В.Н.* Мезозойский гранитоидный магматизм на территории КНДР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С. 3–17.
43. *Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А.* Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.
44. *Arth J.G.* Some trace elements in trondhjemites – their implication to magma genesis and paleotectonic setting // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 123–132.
45. *Arth J.G., Bakker F., Zell E., Peterman E., Friedman I.* Geochemistry of the Gabbro-Diorite-Tonalite-Trondhjemite Suite of southwest Finland, its Implication for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic Magmas // Journ. of Petrol. 1978. V. 19. Pt. 2. P. 289–316.
46. *Barbiery M.* Geochemistry of barium // Nonmetalliferous stratabound Ore Fields. New York, 1989. P. 9–15.
47. *Barker F.* Trondhjemite : definition, environment and hypotheses // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–12.
48. *Chadwick B.* Field relations, petrography and geochemistry of Archaean amphibolite dykes and Melene supracrustal amphibolites, Northwest Buksefiorden Southern West Greenland // Precamb. Res. 1981. Vol. 14. № 3–4. P. 221–259.
49. *Collerson K.D., Bridgwater D.* Metamorphic development of Early Archaean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek Area, Labrador // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 205–274.
50. *Collerson K.D., Jesseau C.W., Bridgwater D.* Crustal development of the Archaean gneiss complex, eastern Labrador // The Early History of the Earth. New York: Wiley, 1976. P. 237–256.
51. *Dougan T.W.* Origin of trondhjemite-diotite-quartz-oligoclase gneisses from the Venezuelan Guiana Shield // Precambrian Res. 1976. Vol. 3. № 3–4. P. 317–342.
52. *Gill R.C.O., Bridgwater D.* Early Archaean basaltic magmatism in West Greenland: the geochemistry of the Ameralik dykes // Journ. Petrol. 1979. V. 20. Pt. 4. P. 695–726.
53. *Glikson A. Y.* Early Precambrian Tonalite-Trondhjemite Salic Nuclei // Earth Science Reviews. 1979. № 15. P. 1–73.
54. *Glukhovskiy M.Z., Moralev V.M.* Archean Metabasites of the Sunnagin Dome, Aldan Shield: Petrochemistry and Origin // International Geol. Rev. 1993. V. 35. № 8. P. 739–757.
55. *Iahn B.M., Auvray B., Cornichet I., Bai V.L., Shen Q.H., Lin D.Y.* 3.5 Ga old amphibolites from Eastern Hebei Province China: field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry // Precambrian Res. 1987. Vol. 34. № 3–4. P. 311–346.
56. *Iahn B.M., Zhang Z.Q.* Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archaean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China // Archaean Geochemistry. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. Springer-Verlag, 1984. P. 204–234.
57. *Iden I.K.* Geochemistry of Precambrian basal gneisses in Lofoten-Vestralen, northern Norway // Precambrian Res. 1981. V. 14. № 1–2. P. 135–166.
58. *Lambert R.S.J., Chamberlain V.E., Holland J.G.* The geochemistry of Archean rocks // The Early History of the Earth. New-York: Wiley, 1976. P. 377–387.
59. *Lambert R.St.J., Holland J.G.* Amitsoq gneiss geochemistry: preliminary observation // The Early History of the Earth. New-York: Wiley, 1976. P. 191–202.
60. *Martin H.* Petrogenesis of Archaean Trondhjemites. Tonalites and Granodiorites from Eastern Finland: Major and Trace Element Geochemistry // Journ. of Petrol. 1987. V. 28. Pt. 5. P. 921–953.
61. *McGregor V.R.* Archaean grey gneisses and origin of the continental crust. Evidence from the Godthub region, West Greenland // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 169–204.
62. *Nordgulen O., Vetrin V.R., Dobrzhinetskaya L.F., Cobbing J., Sturt B.A.* Aspects of Late Archaean magmatism in the Sorvaranger-Kola terrane, northern Baltic Shield // Geology of the Eastern Finnmark–Western Kola Peninsula Region // NGU. Spec. Publ. 7. Trondheim, 1995. P. 49–63.
63. *Nutman A.P., Bridgwater D.* Early Archaean Amitsoq Tonalites and Granites of the Isukasia area. Southern West Greenland: development of the oldest-known sial // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 94. P. 137–148.
64. *Ohlader B., Hamilton P.I., Fallick A.E., Wilson M.R.* Crustal reactivation in northern Sweden: the Vettasjarvi granite // Precam Res. 1987. V. 35. № 3–4. P. 277–293.

65. *Olzewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E.* The age, origin and tectonics of the Grao Para Group and associated rocks, Serra dos Carajas, Brasil. *Archaean Continental. Volcanism and rifting // Precambrian Res.* 1989. Vol. 42. № 3–4. P. 229–254.
66. *Sighinolfi G.P.* Investigation into deep Grustal levels: fractionation effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism // *Geochim. Acta.* 1971. № 35. P. 1005–1021.
67. *Tapani Ramo O.* Petrogenesis of the proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 355. *Geol. Tutkimuskeskus. ESPOO.* 1991. 161 p.
68. *Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Oxford: Backwell, 1985. 312 p.
69. *Tsusue A., Mizuta T., Tamai T., Kim S.W.* Mesozoic granitic rocks of South Korea: Trace element evidence regarding their differentiation; 2. REE patterns // *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* 1987. Vol. 82. P. 23–35.
70. *Vetrin V.R., Nordgulen O., Cobbing I., Sturt B.M., Dobrzhinetskaya L.F.* The Pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series of northern Baltic Shield: Correlation and petrology // *Geology of the Eastern Finnmark–Western Kola Peninsula Region. NGU. Spec. Publ.* 7. Trondheim, 1995. P. 65–74.
71. *Wilson M.R., Claesson L.-A., Sehlstedt S. et al.* Iorn: an early Proterozoic intrusive complex in a volcanic-arc environment, north Sweden // *Precambrian Res.* 1987. Vol. 36. № 3–4. P. 201–225.

Рецензент: В.И. Коваленко

The Ba Signature of the Ancient Continental Crust: Tectonic Implications

M. Z. Glukhovsky and V. M. Moralev

Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia

Precambrian and Phanerozoic magmatic complexes found on ancient cratons and in their orogenic rims are shown to provide evidence that the Ba geochemical signature can be used to recognize sialic nuclei and blocks with low-Ba and high-Ba types of the ancient continental crust and to detect zones of collision between diverse nuclei or terranes. A hypothesis is put forward that the ancient sialic nuclei of the continents owe their geochemical heterogeneity to mantle plumes that once drained the compositionally nonuniform pristine mantle.

УДК 551.24/5523(235.2)

АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ: К ПРОБЛЕМЕ ГЕОДИНАМИКИ БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

© 1997 г. В. В. Ярмолюк*, В. И. Коваленко*, А. Б. Котов**, Е. Б. Сальникова**

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва*

***Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 04.12.96 г.

Результаты геохронологических исследований выявили, что один из крупнейших батолитов мира – Ангаро-Витимский возник во второй половине карбона – между 330 и 290 млн. лет. Ревизия ранее полученных данных показала, что в этом же возрастном интервале в пределах площади батолита широко проявился щелочной магматизм, в том числе и в виде синплутонических интрузий щелочных базитов. Сделан вывод о ведущей роли внутриплитных источников тепла в процессах корового анатексиса при образовании батолита. Данные по двум другим крупнейшим батолитам Центральной Азии – Хангайскому и Хентейскому, возникшим в конце перми и начале триаса, показали, что и они образовались при участии подлитосферных источников тепла. Выполнены геодинамические реконструкции и показано, что массовое батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе было вызвано надвиганием края позднепалеозойского палеоконтинента Северной Евразии на горячее поле мантии, состоящее из двух суперплюмов. В условиях стрессовых состояний на активной окраине воздействие плюмов в основном ограничивалось нижними горизонтами коры, где протекали процессы анатексиса и формировались массы анатектических расплавов, послуживших основой батолитов.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Центральной Азии находится ряд крупнейших батолитов мира – Хангайский, Хентейский, Ангаро-Витимский, общая площадь которых превышает 300000 км². Подобное широкое развитие гранитоидов позволило В.А. Обручеву образно назвать эту территорию “гранитным теменем” Азии. До недавнего времени упомянутые батолиты считались разновозрастными даже в отношении слагающих их отдельных магматических комплексов. Целенаправленные геохронологические исследования здесь проводились только калий-аргоновым методом, и лишь в последние годы появились результаты определения возраста пород батолитов более надежными методами U-Pb и Rb-Sr изотопного датирования. Тогда и выяснилось, что все три батолита сформировались в течение примерно 100 млн. лет между 320 и 220 млн. лет. Возник вопрос, что же могло стать причиной столь масштабного гранитообразования, несомненно, наиболее грандиозного в послепалеозойской истории Земли.

Попытки объяснить природу этих батолитов предпринимались и ранее как на основе независимых причин (разные геодинамические обстановки) для каждого из них [6, 20, 23, 37], так и на основе поиска общих геодинамических условий по крайней мере для Хангайского и Хентейского батолитов [13, 44]. Появившиеся в последнее

время результаты геохронологических исследований, свидетельствующие о позднепалеозойском возрасте Ангаро-Витимского батолита, и связанная с ними ревизия данных о сопутствовавшем батолитовому магматизме выявили много общего в строении всех трех батолитов и ассоциированных с ними других магматических проявлений. Эта общность, как нам представляется, позволяет предложить общую модель батолитообразования в Центральной Азии, связав ее со всем комплексом геодинамических событий, происходивших в регионе в позднем палеозое–раннем мезозое.

АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ: СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Ангаро-Витимский батолит, имеющий площадь свыше 140000 км², занимает территорию, ограниченную с запада и северо-запада озером Байкал, с востока и юга – долинами рек Витим и Хилок соответственно. В строении этой территории участвуют крупные плутоны гранитоидов, относимых к разным комплексам, которые чаще всего различаются региональными особенностями ассоциаций слагающих их пород. Среди этих комплексов укажем баргузинский, витимканский, конкудеро-мамаканский, чивыркуйский, зазинский, которые не исчерпывают всего списка

Данные геохронологического изучения гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и ассоциирующих с ними пород

Комплекс	Порода	Район опробования	Изотопная система	Возраст, млн. лет	Источник
Баргузинский	Гранодиорит	Бассейн р. Турка	U-Pb	290 ± 3	[3]
	Гнейсовидный гранит	Бассейн р. Итанца		286 ± 1	[2]
	Гранит	Верховья р. Баргузин		314 ± 8	[30]
	Гранитоиды	Северная часть батолита		278, 326, 333, 339	[4]
	Пегматиты	Бассейн р. Баргузин	Pb-Sr	326 ± 27	[40]
Витимканский	Кварцевый монзонит	Бассейн р. Голодокон	U-Pb	292 ± 1.5	[2]
	Гранит	Верховья р. Витим	Rb-Sr	339 ± 23	[28]
			K-Ar	320 ± 10	[28]
Конкудеро-мамаканский	Гранитоиды	Северная часть батолита	U-Pb	282, 285	[4]
				292, 301	
				313, 325	
Чивыркуйский	Кварцевый монзонит	Р. Богодикта	U-Pb	301 ± 2	[30]
		Бассейн р. Баргузин		298 ± 8	[15]
			K-Ar	298 ± 6	[15]
Зазинский	Субщелочной гранит	На слиянии р. Ангыр и р. Курба	U-Pb	303 ± 7	[2]
	Граниты	Кыджимитская группа массивов	Rb-Sr	302 ± 15	[16]
			K-Ar	310 ± 10	[16]
Сыннырский	Сиениты	Сыннырский массив	Rb-Sr	342 ± 10	[28]
	Щелочные породы	Массивы комплекса	K-Ar	304 ± 349	[17]
			U-Pb	320 ± 345	[9]
Сайженский	Щелочные породы	Нижне- и Верхнебурульзайские массивы	K-Ar	324, 330	[17]
				339, 348	
Щелочно-гранитный	Щелочной гранит	Брянский массив	Rb-Sr	285 ± 1	[22]
Кудунский	Гранит			287 ± 4	
Селенгинский				U-Pb	286

выделенных ассоциаций. Как геологическое явление Ангаро-Витимский батолит наиболее полно описан Б.А. Литвиновским с соавторами [20]. На основании детальных геологических и петрографических исследований ими, в частности, было показано сходство пород витимканского, баргузинского, конкудеро-мамаканского и джидинского комплексов Л.И. Салопа [36], в связи с чем к Ангаро-Витимскому батолиту были отнесены практически все крупные плутоны близких по составу гранитоидов, сосредоточенных на указанной выше территории. Вследствие этого Ангаро-Витимский батолит оказался уникальным по размерам ареал-плутоном. Подчеркивая сходство состава его пород по всей площади батолита. Б.А. Литвиновский предложил объединить их в рамках собственно баргузинского комплекса.

Этим он противопоставил породы батолита более молодым, как считалось, и тоже широко распространенным гранитоидам зазинского и чивыркуйского комплексов.

Историю развития и особенности строения выделенного таким образом **баргузинского комплекса** и образованного им батолита Б.А. Литвиновский с соавторами [20] рассматривают как результат двухэтапного развития. Породы первого этапа занимают около 10% площади батолита. Они представлены кварцевыми монзонитами, монцосиенитами, реже – кварцевыми сиенитами, которые наблюдаются по всей площади батолита. Подчеркнем, что важной особенностью строения массивов первого этапа являются синплутонические дайкообразные интрузии базитов, на которых подробнее остановимся ниже.

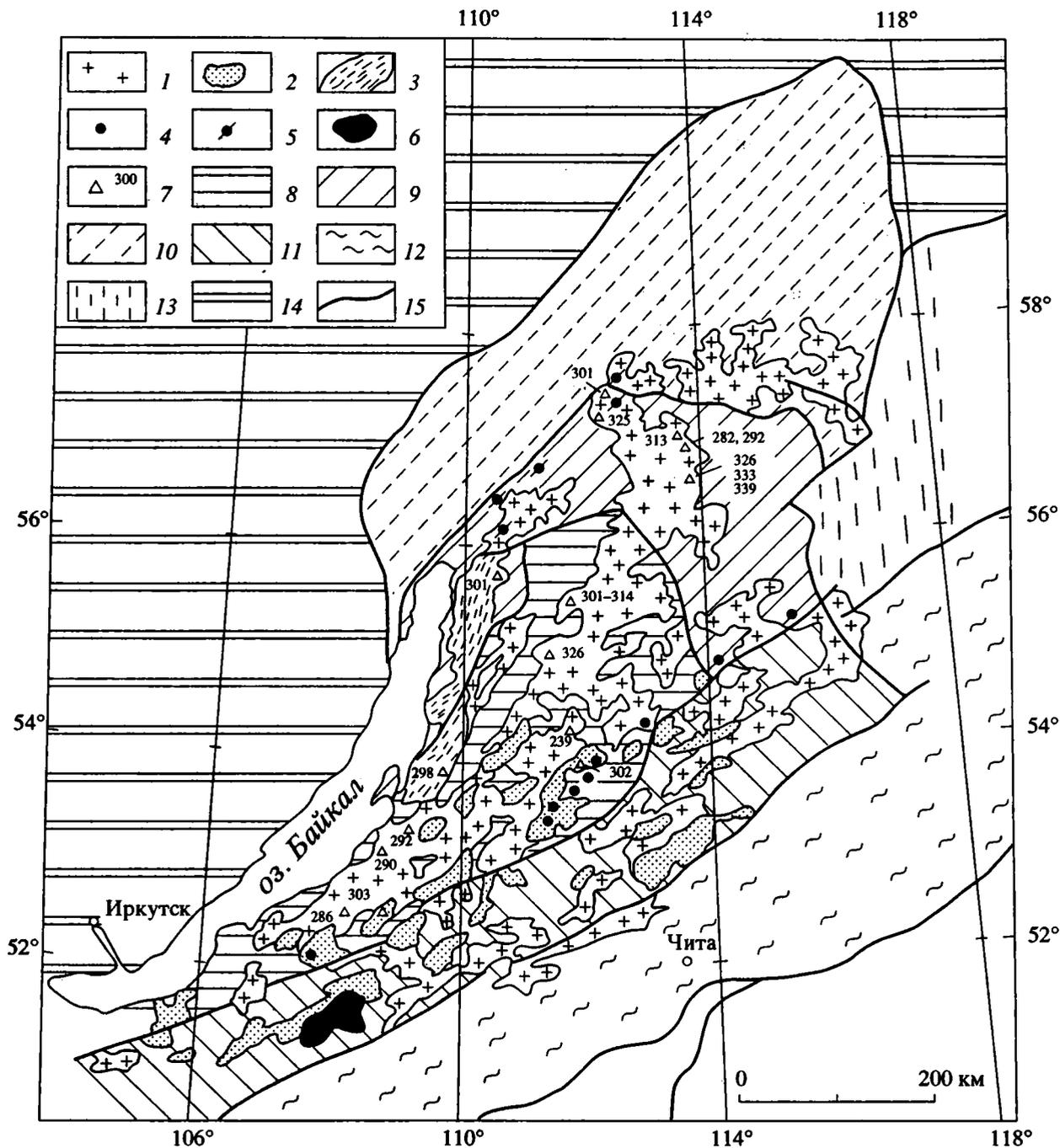


Рис. 1. Схема геологического строения Ангаро-Витимского батолита; составлена на основе [12].

1–6 – магматические комплексы и ассоциации: 1 – баргузинский, 2 – зазинский, 3 – чивыркуйский, 4 – щелочные базиты и сиениты зазинского и сайженского комплексов, 5 – сыннырский, 6 – щелочно-гранитная (Брянский массив); 7 – места отбора проб для геохронологических исследований и результаты (в млн. лет); 8–14 – структурно-формационные зоны: 8 – Котеро-Уакитская, или Байкало-Витимская, 9 – Байкало-Муйская, 10 – Мамско-Бодайбинская, 11 – Джида-Витимская, 12 – Селенгино-Становая, 13 – Чаро-Удоканская, 14 – Сибирская платформа; 15 – границы структурно-формационных зон.

Граниты главного этапа составляют до 90% общего объема батолита и по условиям образования отвечают аллохтонным и автохтонным формированиям. Гранитоиды аллохтонных массивов – это крупно-среднезернистые, а также пор-

фировидные граниты, четко обособленные от вмещающих пород. В телах автохтонного генезиса присутствуют гнейсовидные граниты и наблюдаются переходы к метаморфическим породам через зоны мигматитов. Возраст формирования

батолита в целом, исходя из редких геологических соотношений, был установлен как раннепалеозойский [19–21], эти представления были положены в оценку палеогеодинамической обстановки формирования батолита. В соответствии с общей геологической ситуацией, существовавшей в раннем палеозое вдоль южного складчатого обрамления Сибирской платформы, было предположено, что почва для гранитообразования подготавливалась массовой аккрецией островных дуг и террейнов в регионе. Тепловыми источниками для выплавления гранитоидов служили тепловые потоки над зонами субдукции и предположительно внутриплитный мантийный источник, появление которого в модели было вызвано, по мнению Б.А. Литвиновского с соавторами [20], недостаточными энергетическими возможностями зон субдукций для столь массового анатексиса коры.

Ситуация с представлениями о природе батолита, о его возрастном и вещественном объеме, а также о сопутствующем магматизме стала меняться в последние годы в связи с появлением систематических геохронологических исследований магматических пород в регионе [2, 3, 15, 16, 22, 27–32]. Их результаты пока немногочисленны. Однако полученные данные уже существенно меняют представления о времени и природе батолитообразования. Эти данные отражены в таблице и однозначно указывают на позднекаменноугольный–раннепермский возраст пород батолита. На рис. 1 отражена география мест опробования пород батолита. Легко видеть, что геохронологическим исследованиям пока относительно равномерно охарактеризована западная большая часть батолита. В целом, датировки, полученные в разных участках этой территории для относимых к батолиту в редакции [20] баргузинского, витимканского и конкудеро-мамаканского комплексов, имеют пересечения в области значений 290–320 млн. лет. Отметим, что в северной части батолита установлены более древние возрасты, вплоть до ~340 млн. лет. Однако приведенные в литературе результаты соответствующих определений даны без указания вариаций возраста, вызванных погрешностями измерений, что затрудняет их сопоставление с другими данными. Тем не менее, в предварительной форме эти данные позволяют предположить, что процесс гранитообразования раньше начался в северной части современной площади батолита, но к рубежу перми и карбона проявился по всей его территории.

Батолит сформировался на гетерогенном основании, представленном разновозрастными структурно-формационными зонами складчатого обрамления Сибирской платформы. В пределах территории его проявления выделяются следующие складчатые зоны: Мамско-Бодайбинская (позднепротерозойская?), Байкало-Муйская (байкальская или позднерифейская) и Джиды-Витимская

(раннекаледонская). Между двумя последними зонами заключен Баргузино-Витимский (или Котеро-Уакитский, по [12]) микроконтинент с дорифейским основанием, соответствующий возраст которого моделируется Sm-Nd изотопными характеристиками протолитов гранитоидов [14]. Породы батолита распространены во всех структурно-формационных зонах, пересекают их границы и, таким образом, не имеют выраженного структурного контроля. Из этих соотношений следует, в частности, что формирование батолита не было связано с аккрецией или коллизией и происходило в пределах континентального блока, консолидированного с Сибирской платформой в одно целое.

ДРУГИЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ

В пределах площади распространения пород батолита известны также и другие проявления позднепалеозойского магматизма. Они были выделены преимущественно на основе геологических соотношений с породами батолита и к настоящему времени в той или иной степени охарактеризованы данными геохронологических исследований. Последние отражены в таблице и позволяют рассмотреть вопрос о характере и корреляции магматических событий на рассматриваемой территории в позднем палеозое. Особо обратим внимание на состав магматических проявлений, что позволяет оценить природу магматических событий эпохи в целом.

Зазинский комплекс был выделен из состава витимканского и джидинского комплексов [19, 21]. В него была включена ассоциация пород, объединяющая более ранние кварцевые сиениты и более поздние лейкократовые граниты. Массивы этих пород в основном тяготеют к юго-юго-восточному краю Баргузино-Витимского блока и к Джиды-Витимской зоне, где они постоянно контактируют с гранитами баргузинского комплекса. Для массивов зазинского комплекса также свойственны крупные размеры, а общая площадь их выходов превышает 25000 км².

Особую группу в составе зазинского комплекса образуют нефелиновые и щелочные сиениты. Они сосредоточены в основном в районе Витимского плоскогорья, где слагают ряд небольших массивов, но, кроме того, отмечаются еще в ряде мест южной части батолита. В соответствии с геологическими данными они прорывают граниты баргузинского комплекса, но, в свою очередь, прорваны кварцевыми сиенитами зазинского комплекса.

K-Ar радиологический возраст пород зазинского комплекса варьирует широко от 240 до

350 млн. лет [7]. Нами для района р. Ангыр (юго-западная часть батолита) по цирконам из субщелочных гранитов комплекса на основе U-Pb метода получена датировка 303 ± 7 млн. лет [2]. Близкая оценка была получена Rb-Sr (302 ± 15 млн. лет) и K-Ar (310 ± 10 млн. лет) методами для редкометалльных субщелочных и плюмазитовых гранитов Кыджимитской группы массивов [16]. Эти массивы расположены в бассейне верхнего течения р. Витим и, по мнению Б.А. Литвиновского с соавторами [21], являются типичными представителями зазинского комплекса. Таким образом, по видимому, в целом зазинский комплекс близок по времени формирования породам баргузинского комплекса, или, что то же самое, батолита, и является составным элементом последнего.

Сайженский комплекс. На Витимском плоскогорье практически в центральной части батолита известен ряд массивов щелочных габброидов и сиенитов, объединенных в сайженский комплекс [7, 39]. Эти массивы прослеживаются в полосе, имеющей протяженность 180 км и ширину 30 км. В составе массивов участвуют щелочные пироксениты и габбро-пироксениты, ийолиты, уртиты, якупирангиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты, щелочные граниты [1]. В отдельных массивах эти породы распространены неодинаково. Наиболее представительную ассоциацию они образуют лишь в Сайженском массиве. Геологический возраст слагающих его щелочных пород определен на основании прорывания ими условно раннепалеозойских гранитоидов, относимых в том числе и к баргузинскому (?) комплексу, а также пересечения щелочных пород мезозойскими лейкогранитами [7]. Датировки пород K-Ar методом укладываются в интервал 324–348 млн. лет, соответствующий началу формирования гранитоидов в северо-восточной частях батолита.

Чивыркуйский комплекс представлен рядом крупных плутонов, развитых вдоль западного края батолита параллельно побережью оз. Байкал. Его породы прорывают граниты баргузинского комплекса и отличаются от последнего составом и последовательностью образования. Массивы комплекса формировались в три фазы. В раннюю фазу возникли габбро, монзониты, сиениты-диориты и сиениты небольших зональных массивов и даек. Вторую, главную, фазу представляют крупнозернистые порфировидные кварцевые монзониты, и, наконец, в третью фазу сформировались тела среднезернистых гранитов [15]. В соответствии с геохронологическими исследованиями (см. таблицу) возраст пород комплекса установлен на уровне $298 \pm 8 - 301 \pm 2$ млн. лет и, таким образом, не отличим от возраста пород батолита.

Сыннырский комплекс объединяет ряд массивов щелочных пород центрального типа, которые прослеживаются на расстоянии более 400 км

вдоль разломной границы Байкало-Муйской и Байкало-Патомской структурных зон, фиксирующей северо-западный край Ангаро-Витимского батолита. Специфика ассоциаций комплекса состоит в совмещении в его строении как миаскитовых (нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты), так и агпайтовых (пуласкиты и щелочные граниты) щелочных пород, а также субщелочных пород – сиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов [1]. Геологический возраст комплекса определяется тем, что некоторые массивы, например, Аkitский, прорывают граниты, которые условно датировались как раннепалеозойские (или баргузинские в редакции Б.А. Литвиновского с соавторами [20]). С другой стороны, отмечается прорывание пород комплекса гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса [17]. Выполненные геохронологические исследования свидетельствуют о каменноугольном возрасте пород. В соответствии с данными измерений Rb-Sr методом он отвечает 342 ± 10 млн. лет [28] и согласуется с результатами U-Pb ($330-350$ млн. лет) [27] и K-Ar ($304-349$ млн. лет) [9, 24] изотопных исследований. Полученные данные в целом не противоречат геологическим соотношениям с гранитами батолита, поскольку последние в северной части батолита характеризуются диапазоном возрастных определений, пересекающимся с интервалом датировок щелочных пород (см. таблицу).

Щелочногранитная ассоциация. На территории Забайкалья широко распространены щелочные граниты. Они связаны с Северо-Монгольским – Забайкальским позднепалеозойским–раннемезозойским поясом щелочногранитоидного магматизма. До недавнего времени выделялись две эпохи проявления кислых щелочных пород – позднепермская (между 250 и 260 млн. лет) и средне-позднетриасовая (между 230 и 220 млн. лет) [10, 42, 44]. В последние годы Б.А. Литвиновским с соавторами [22] была установлена принадлежность крупнейшего в регионе Брянского массива щелочных гранитов иной эпохе, отвечающей границе перми и карбона. Территориально массив расположен в юго-западном углу Ангаро-Витимского батолита. Площадь массива превышает 1500 км². Он залегает среди вмещающих гранитов и кварцевых сиенитов зазинского комплекса, а также монзонит-сиенит-гранитной ассоциации, относимой к селенгинскому комплексу, и субщелочных гранитов кудунского комплекса. За исключением зазинского, были выполнены геохронологические исследования пород этих комплексов в районе Брянского массива (см. таблицу) [22]. Для сиенитов селенгинского комплекса по циркону был получен возраст 286 млн. лет уран-свинцовым методом. Следующие в геологической последовательности граниты кудунского комплекса Rb-Ag методом оценены на уровне 287 ± 4 млн. лет, и, наконец, возраст щелочных гранитов тем же

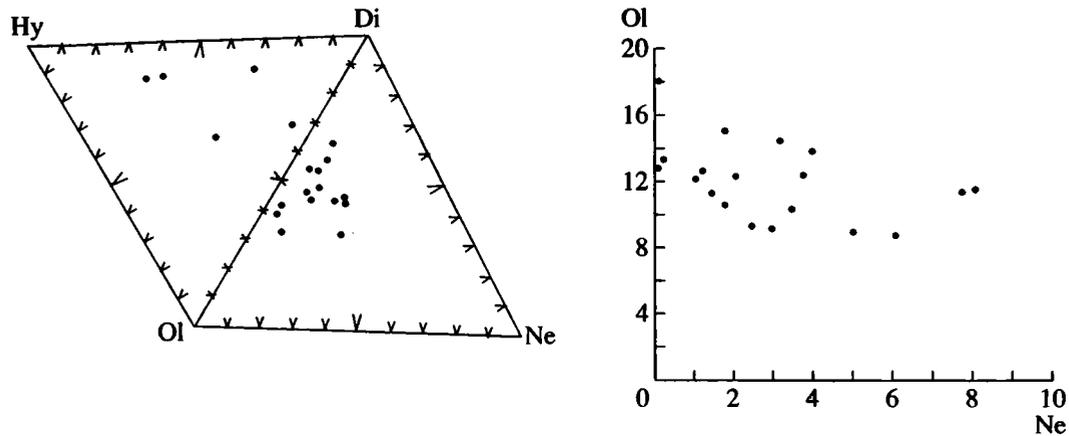


Рис. 2. Составы синплутонических базитовых интрузий Ангаро-Витимского батолита на диаграммах содержаний нормативных минералов, по данным [20].

методом был определен равным 285 ± 1 млн. лет. Результаты этого исследования убедительно показали, что, несмотря на соотношение последовательных прорываний в районе Брянского массива, породы всех комплексов в геологическом отношении являются практически одновозрастными. Это позволяет понять соотношения между разными породными ассоциациями в других участках батолита, когда их изотопные возрасты оказываются совпадающими.

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ТЕПЛОВЫЕ ИСТОЧНИКИ БАТОЛИТА

Приведенные данные показывают, что в рамках занятой батолитом территории широко проявился магматизм второй половины каменноугольного периода, отличавшийся от пород баргузинского комплекса, непосредственно относимых к батолиту, прежде всего, составом продуктов. Последние отвечают субщелочной и щелочной петрохимическим сериям.

Субщелочные породы (монцититы, сиениты, граносиениты, лейкократовые граниты) слагают крупные плутоны в составе зазинского и чивыркуйского комплексов, причем общая площадь их распространения превышает 30000 км^2 и, таким образом, отвечает батолитовым размерам. Результаты геохронологических исследований свидетельствуют об их возрастной близости породам баргузинского комплекса. Вследствие этого становится очевидной неоправданность их вычленения из состава батолита. Несомненно, что породы зазинского и чивыркуйского комплексов также связаны с процессами батолитообразования и отвечают специфическим по составу поздним фазам внедрения расплавов в периферических участках батолита. Включение массивов этих комплексов в состав батолита расширяет размеры последнего до $140\text{--}150 \text{ тыс. км}^2$.

Щелочные породы слагают массивы центрального и автономного типа. В их размещении четко прослеживается связь с глубинными разломами типа структурных швов. Один из районов их распространения приурочен к структурному шву, отделившему Баргузино-Витимский массив от Джиды-Витимской складчатой зоны. Другой район тяготеет к границе между Мамско-Бодайбинской и Байкало-Муйской структурными зонами. Геологические соотношения с гранитоидами батолита, включая породы зазинского комплекса, указывают на формирование щелочных пород во всем возрастном объеме батолитообразования. При этом, судя по данным геохронологических исследований, щелочногабброидные и щелочносиенитовые ассоциации более типичны для ранних стадий формирования батолита, щелочногранитная ассоциация является наиболее поздней среди его продуктов.

Как известно, щелочные породы являются индикаторами внутриплитной магматической активности, связанной с мантийными плюмами и диапирами. Их участие в строении батолита однозначно указывают на существенную роль внутриплитных магматических источников в процессе его образования. Более того, мы считаем, что их участие было решающей причиной возникновения батолита. В связи с этим утверждением напомним, что по крайней мере в строении массивов первой стадии образования батолита широко и повсеместно проявлены синплутонические дайки пород основного состава, доля которых составляет десятки процентов от общего объема массивов. Приведенные в работе Б.А. Литвиновского с соавторами [20] химические анализы этих пород отвечают щелочным базальтоидам – тефритам, щелочным трахибазальтам, нефелин- и оливиннормативным базальтам (рис. 2). Эти породы имеют повсеместное распространение в пределах батолита, что позволяет оценить размеры воздействия внутриплитного магматического

источника на кору, а также понять появление ультращелочных пород, синхронных батолитообразованию, в пространственно разобщенных участках батолита.

Таким образом, с учетом возрастного и пространственного распространения всех пород внутриплитной специфики можно сделать вывод, что на протяжении по крайней мере второй половины карбона (с 340–330 до 285 млн. лет) литосфера в районе развития Ангаро-Витимского батолита находилась под постоянным тепловым и веществом воздействием подлитосферного мантийного плюма. Тепловой вклад внедрившихся основных расплавов обеспечивал анатектическое плавление коры, механизм которого в приложении к батолиту детально охарактеризовали Б.А. Литвиновский с соавторами [20] с позиций геологических и петрологических данных. На участие корового анатектического материала в образовании батолита указывают также оценки модельного возраста гранитных протолитов [14].

В соответствии с данными геологических и геохронологических исследований общая последовательность магматических событий в развитии Ангаро-Витимского батолита представляется в следующем виде.

Первая стадия (~330 млн. лет) – формирование поясов щелочных интрузий сыннырского и сайженского комплексов в структурных зонах по обрамлению Байкало-Витимского блока. Структурная позиция магматических пород и их внутриплитная специфика позволяют приписать этой стадии режим растяжения с образованием зачаточных рифтовых зон.

Вторая стадия – начало массового анатексиса, протекавшего при участии синплутонических интрузий щелочноосновных расплавов. Последние на этой стадии к поверхности не проникли, что, по-видимому, было вызвано возникновением стрессовых напряжений в коре и закрытием магмовыводящих каналов. Локализация теплоносителей в коре, по-видимому, стала главной причиной анатексиса и гранитообразования.

Третья стадия – формирование главной массы гранитоидов батолита, происходившее в последовательности ряда внедрений. Их продукты сформировали основной объем баргузинского комплекса, а также остальных, относительно более молодых гранитных комплексов. Породы внутриплитной специфики фиксируются в составе ранних фаз зазинского (нефелиновые сиениты) и чивыркуйского (габбро) комплексов, а также в составе наиболее поздней щелочногранитной ассоциации.

Таким образом, влияние внутриплитного источника ощущалось на протяжении всей стадии, хотя пространственные его проявления носили незаконномерный характер. По-видимому, это было связано с сохранением в регионе стрессовых условий. Показателем последних, в частности, служит Малханская зона динамометаморфиз-

ма, ограничивающая с юга-юго-востока область батолитообразования и развивавшаяся одновременно с последней [25].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ–РАННЕЙ ПЕРМИ

В позднем палеозое южное складчатое обрамление Сибирской платформы граничило с позднегерцинским Палеотетисом и представляло активную континентальную окраину. Развитие этой окраины на протяжении всего позднего палеозоя подробно описано в работе [44] и являлось в перемещении во времени фронтов магмообразования от края в глубь континента. Такое развитие магматизма объяснялось как результат последовательного надвигания континентальной плиты на магмогенерирующие структуры активной окраины: на зону субдукции и спрединговую зону пододвинутой под континент океанической плиты. На рубеже карбона и перми в регионе сложилась ситуация, изображенная на рис. 3. Край континента, по-видимому, имел ступенчатый профиль, так как Агинская плита, судя по палеомагнитным данным, в это время не была связана с Центральномонгольской зоной и в целом с Северо-Евразийским континентом [18]. Краевой вулканический пояс имел максимальные размеры в Монголии, где он был представлен двумя ветвями – Центрально-Монгольской и Северо-Монгольской. Последняя прослеживалась на северо-восток на территорию Забайкалья вдоль Монголо-Охотского палеоокеана. В составе краевого пояса участвуют вулканы известково-щелочной и субщелочной серий, объединяемые в дифференцированный (андезит-дацит-риолитовый) комплекс [41] или же в гунзанскую свиту на территории Забайкалья [7]. Плутонические породы также участвуют в строении краевого пояса [5]. Они имеют сравнительно небольшие размеры и отвечают плутоническим аналогам вулканитов, образуя с последними вулкано-плутонические ассоциации [46].

В пределах активной окраины в это время по отношению к краевому поясу выделяются два аномальных района. Один отвечает области развития герцинид Южной Монголии и расположен перед обращенным к границе континента фронтом краевого вулкано-плутонического пояса. Второй соответствует территории Ангаро-Витимского батолита и расположен в тыловой части пояса. Магматизм обоих районов был связан с подлитосферными мантийными источниками. В герцинидах ими была порождена система рифтовых зон. В пределах Ангаро-Витимского батолита можно отметить лишь зачатки рифтообразования, выраженные линейными поясами распространения щелочных пород сайженского и сыннырского комплексов. На остальной части

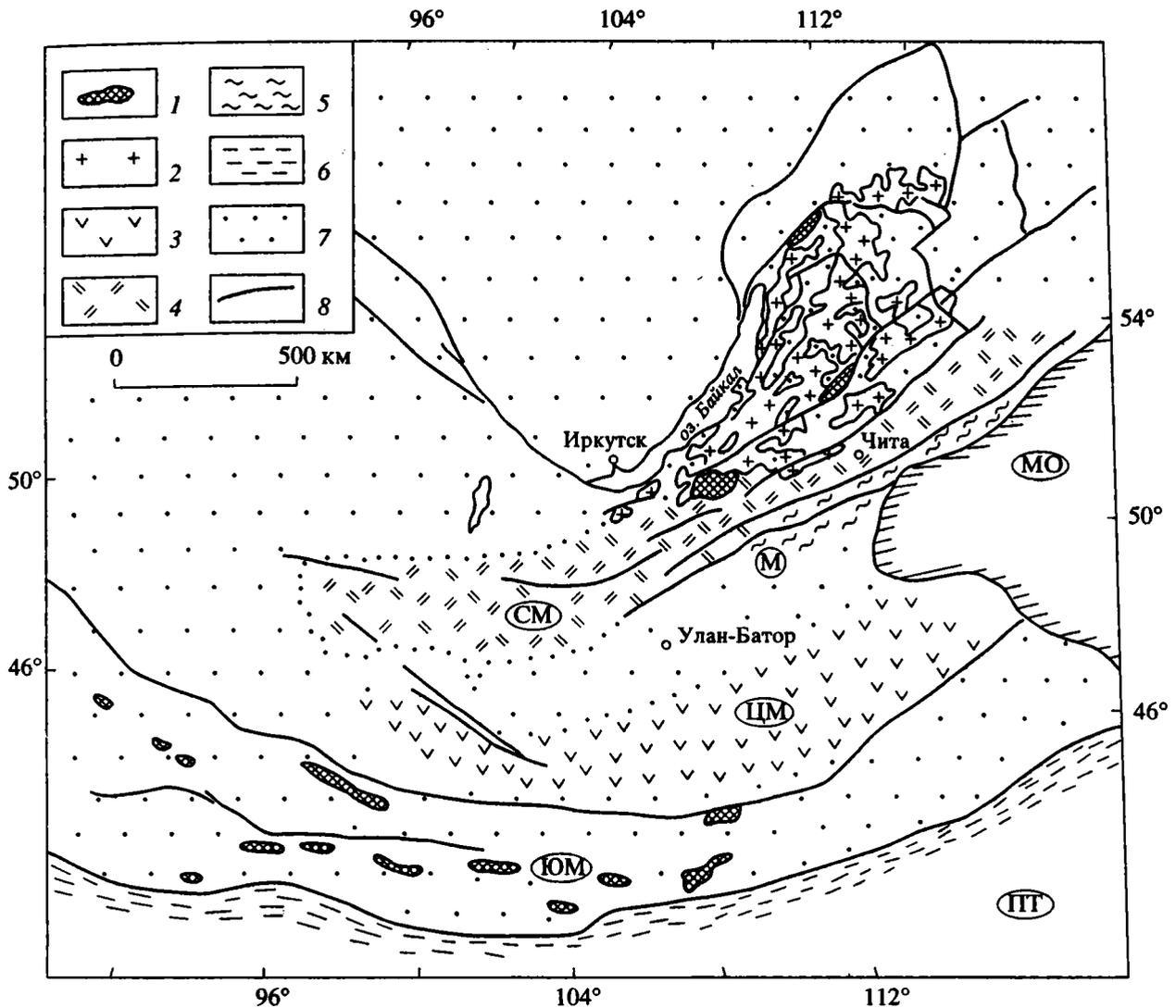


Рис. 3. Геологическая позиция Ангаро-Витимского батолита в системе магматических образований активной континентальной окраины палеоконтинента Северной Евразии в конце позднего карбона – начале ранней перми (в соответствии с современным структурным планом территории).

1–4 – магматические ассоциации: 1 – щелочные и 2 – гранитоидные Ангаро-Витимского батолита, 3 – Центрально-монгольского и 4 – Северо-Монгольского – Забайкальского вулканических поясов; 5 – Малханская зона динамометаморфизма; 6 – морские бассейны; 7 – континент; 8 – разломы. Структуры (буквы в кружках и овалах): морские бассейны: ПТ – Палеотетис, МО – Монголо-Охотский; ЮМ – Южно-Монгольская рифтовая система; вулканические пояса: ЦМ – Центральномонгольский, СМ – Северо-Монгольский; М – Малханская зона динамометаморфизма.

батолита продукты внутриплитного магматизма, по-видимому, не достигали поверхности и оказались сосредоточенными, главным образом, в пределах нижних горизонтов коры, вызывая крупномасштабные процессы внутрикорового анатексиса. Можно предположить, что подобное развитие этого сегмента активной окраины было связано с преобладанием здесь условий значительного горизонтального стресса, препятствовавшего рифтообразованию. Показателем стрессовых условий является Малханская зона динамометаморфически преобразованных гранитов. Она тяготеет к Забайкальскому фрагменту края континента, отде-

ля последний от вулканических полей краевого пояса (см. рис. 3). Возраст метаморфических событий в этой зоне оценивается U-Pb методом по аксессуарным минералам в 317 ± 10 млн. лет [25] и Rb-Sr методом – в 284 ± 21 млн. лет [25] и, таким образом, совпадает со временем формирования батолита.

Что касается природы внутриплитного магматизма, то по крайней мере для рифтовой системы Южной Монголии достаточно убедительно показана ее связь с перекрытием краем континента спредингового центра Палеотетиса и соответствующего ему мантийного диапира [44].

Появление внутриплитных источников под Ангаро-Витимским батолитом можно рассмотреть в рамках аналогичной модели или связать с диапиризмом в тылу активной континентальной окраины, характерным для окраин андийского типа [44]. На наш взгляд, последнему предположению противоречит следующее. Ангаро-Витимский батолит имеет изометричные очертания, а его поперечник значительно превышает поперечные размеры краевого вулканического пояса; масштабы батолитового магматизма, несомненно, превосходили масштабы магматической деятельности в краевом поясе. Современные тыловые рифтовые зоны характеризуются выраженной линейностью и по размерам и масштабам магматизма существенно уступают краевым вулканическим поясам. Магматизм в них проявляется позже, чем в краевых поясах, что согласуется со вторичной природой тыловых зон относительно зон субдукции [44]. В пределах Ангаро-Витимского батолита первые магматические проявления по времени опередили магматизм краевого пояса, отразив тем самым независимость внутриплитных источников относительно зоны субдукции. Поэтому мы приходим к выводу, что источником пород внутриплитной специфики в строении батолита являлся мантийный плюм, не связанный с субдукционными процессами. По-видимому, подобно источнику Южно-Монгольской рифтовой системы, этот плюм был вовлечен в процесс внутриконтинентального магматизма вследствие перекрытия континентальной плитой соответствующих участков океанической плиты.

ДРУГИЕ БАТОЛИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В пределах позднепалеозойской активной окраины в перми и триасе, помимо Ангаро-Витимского, возникло еще два крупных батолита – Хангайский в конце перми и Хентейский в середине триаса. Характеристика этих батолитов с позиций строения, состава, геологического положения и геодинамики формирования приводилась во многих работах [см., например, 44]. Здесь мы приведем лишь самые общие сведения.

Хангайский батолит представлен многочисленными крупными массивами гранитоидов, распределенными по обрамлению Хангайского синклинория. Общая площадь батолита составляет около 100000 км². Батолит возник в пределах магматического ареала пермского краевого вулкано-плутонического пояса, и его формирование происходило в две стадии внедрения. На ранней возникла ассоциация роговообманково-биотитовых и биотитовых гранодиоритов и гранитов, объединяемых также в хангайский комплекс. Поздней стадии соответствуют субщелочные лейкократовые граниты шараусгольского комплекса [5]. По

геологическим соотношениям возраст батолита определен как поздне-послепермский. Данные Rb-Sr изотопного датирования установили значение времени его образования в 255 млн. лет [35]. Наши неопубликованные данные U-Pb определяют возраста пород по циркону и сфену соответственно 253, 252 и 229 млн. лет. Таким образом, батолит формировался, главным образом, в конце поздней перми–раннем триасе.

Поздняя пермь отвечала завершающей стадии развития активной окраины, в течение которой произошла трансформация последней из окраины калифорнийского типа в зону континентальной коллизии Монголо-Охотского типа [44] (рис. 4, А). В это время в пределах территории, соответствовавшей будущему батолиту и его ближайшему окружению, возникла система рифтовых зон – Гоби-Алтайская, Северо-Монгольская и Северо-Гобийская. Последняя занимала осевое положение и раскрывалась на северо-восток в виде морского прогиба, связанного с Монголо-Охотским палеоокеаном. Обилие в пределах территории зон растяжения с внутриплитным базальт-комендит-пантеллеритовым и щелочногранитным магматизмом указывает на ее развитие над областью воздействия внутриплитного мантийного источника. Со второй половины перми в регионе начинают преобладать напряжения горизонтального сжатия, которые были вызваны коллизией Северо-Азиатского и Северо-Китайского палеоконтинентов, сопровождавшейся закрытием позднегерцинского Палеотетиса по крайней мере в юго-западной Монголии. В результате зоны растяжения, за исключением Северо-Монгольской, прекратили свое существование, а над процедируемым ими мантийным диапиром в коре стал формироваться Хангайский батолит. Сохранение активности мантийного диапира в момент батолитообразования подтверждается, в частности, Rb-Sr датировками пород бимодального комплекса Северо-Монгольской рифтовой зоны, отвечающими интервалу 249–260 млн. лет [42, 45].

Хентейский батолит расположен к востоку от Хангайского батолита. Он отвечает плутоническому ядру раннемезозойского зонально построенного магматического ареала, возникшего в области юго-западного торцового замыкания Монголо-Охотского прогиба (см. рис. 4, Б). Батолит сложен крупными массивами гранодиорит-гранитовой ассоциации, общей площадью свыше 50000 км², и обрамляется зоной развития мелких тел лейкогранитов, литий-фтористых и щелочных гранитов, а также бимодальных базальт-пантеллеритовых, базальт-щелочнотрахитовых и субщелочных и щелочных базальтовых ассоциаций.

Таким образом, внешняя зона магматического ареала (или зона распыленного магматизма) явно формировалась при участии внутриплитных источников. В северном фрагменте зоны время наиболее значительного его воздействия оценивается

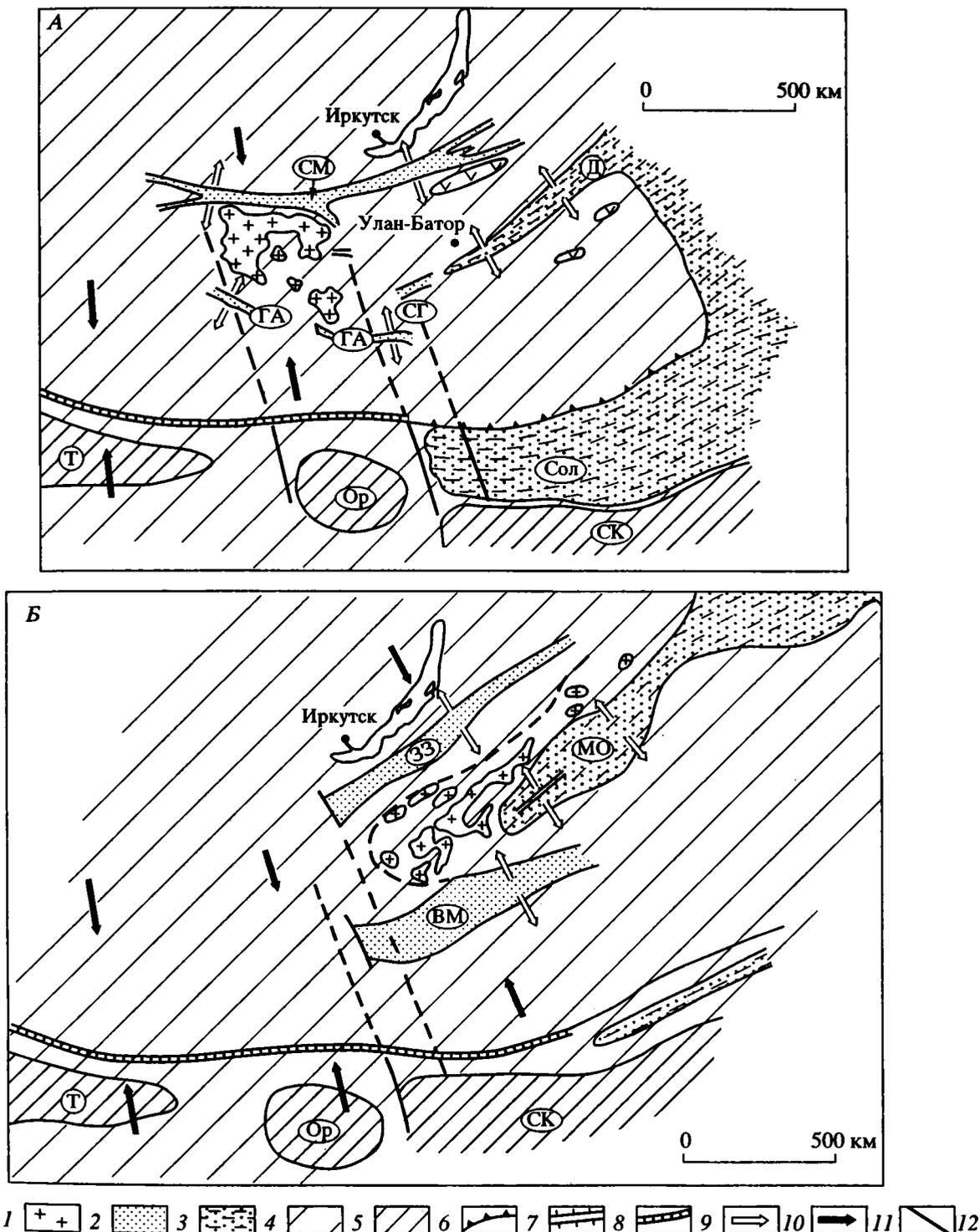


Рис. 4. Палеогеодинамические схемы формирования позднепермского–раннетриасового Хангайского (А) и средне-поздетриасового Хентейского (Б) батолитов, по [5].

1–4 – области распространения: 1 – вулканических полей краевых вулканических поясов, 2 – батолитового магматизма, 3 – щелочных пород (рифтовые области), 4 – морской седиментации; 5 – области, развивающиеся в континентальном режиме; 6 – микроконтиненты; 7 – граница активной континентальной окраины; 8 – спердинговые зоны; 9 – коллизонный шов между Южно-Монгольскими герцинидами и континентальными структурами Северного Китая; 10, 11 – векторы: 10 – растяжения, 11 – сжатия; 12 – трансформные разломы. Структуры (буквы в кружках и овалах): рифтовые зоны: ГА – Гоби-Алтайская, СТ – Северо-Гобийская, СМ – Северо-Монгольская, ЗЗ – Западно-Забайкальская, ВМ – Восточно-Монгольская; морские прогибы и бассейны: Д – Джаргалантуинский, Сол – Солонкерский, МО – Монголо-Охотский; микроконтиненты: Т – Таримский, Ор – Ордосский, СК – Северо-Китайский.

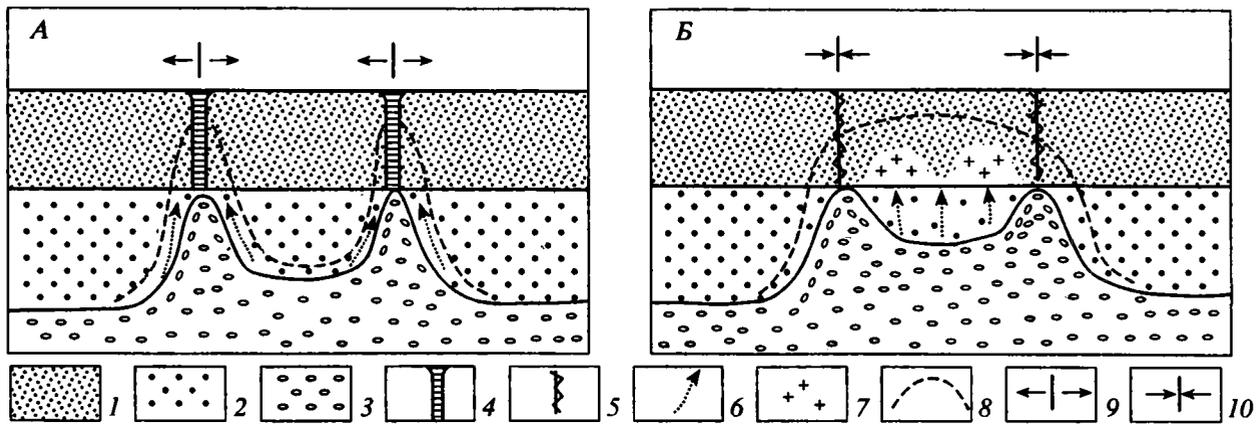


Рис. 5. Модель возникновения условий для батолитообразования над мантийным плюмом в обстановках литосферного растяжения (А) и литосферного сжатия (Б).

1 – кора; 2 – литосферная и 3 – астеносферная мантия; 4–5 – сутурные зоны в режиме: 4 – растяжения, 5 – сжатия; 6 – тепло- и массопотоки; 7 – области анатексиса; 8 – условная изотерма; 9, 10 – зоны: 9 – растяжения, 10 – сжатия.

интервалом 220–230 млн. лет, когда сформировался пояс щелочных гранитов и сиенитов малокуналейского комплекса [10] и сопутствующих ему щелочных вулканитов.

Возраст Хентейского батолита определен как средне-позднетриасовый на основании, прежде всего, геологических соотношений, а также Rb-Sr датировок главных его ассоциаций – Кыринской (229 млн. лет) и Мензинской (206 ± 4.4 млн. лет) [32]. Исходя из геологических соотношений, он возник после закрытия Джаргалантуинского прогиба, развивавшегося в режиме растяжения еще в раннем триасе на месте южной части будущего батолита [23]. Геодинамическая обстановка формирования магматического ареала рассматривается как континентальная коллизия монголо-охотского типа [23]. Как и в поздней перми, столкновение Северо-Азиатского и Северо-Китайского континентов, происшедшее теперь в Восточной Монголии, привело к закрытию осевого в регионе Джаргалантуинского морского прогиба, развивавшегося перед этим в режиме межплитного растяжения [44]. Как отмечалось выше, магматическая активность внутриплитной специфики сохранилась лишь по периферии коллизионной зоны, фиксируя собой границы проекции глубинного мантийного источника. Над последним в центре коллизионной зоны происходило батолитообразование.

ГЕОДИНАМИКА БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ–РАННЕМ МЕЗОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Приведенные краткие характеристики указывают на большое сходство Хангайского и Хентейского батолитов по ряду признаков. Прежде

всего, отметим, что они отвечают ядрам симметрично зональных магматических ареалов, периферические зоны которых образованы при участии пород внутриплитной специфики. Батолиты тяготеют к центральным участкам площадей, которые перед батолитообразованием развивались в режиме растяжения над мантийными диапирами. Местоположение батолитов в общей структуре коллизионных зон Монголо-Охотского пояса связано с областью выклинивания морского прогиба, находящейся под действием сталкивающихся континентальных масс.

Эти черты сходства были объяснены нами в рамках модели развития континентальной коллизии Монголо-Охотского типа [5]. Геодинамической спецификой обстановки этого типа является протекание коллизии в области воздействия мантийного диапира. В результате нарушается связь мантийного источника с поверхностью и его воздействие ограничивается нижними частями коры, инициируя при этом процессы анатектического плавления.

Нетрудно заметить, что основные параметры этой обстановки применены и к объяснению природы Ангаро-Витимского батолита. Последний также возник в пределах сегмента континентальной литосферы, одновременно находящегося под влиянием горизонтальных стрессовых напряжений и под воздействием подлитосферного мантийного диапира.

В обобщенном виде образование каждого из батолитов можно описать моделью (рис. 5), в которой предусмотрены две стадии взаимодействия мантийного плюма и континентальной плиты. На первой преобладают условия растяжения, закладываются рифтовые зоны и формируется система магмовыводящих каналов, пронизывающих литосферу на всю мощность. С этой стадией связан подъем мантийного диапира в литосферу

и, в целом, подъем над ним изотерм. Вторая стадия связана с переходом коры в режим стрессовых напряжений, отвечающих коллизионному взаимодействию плит. Магмовыводящие каналы закрываются, и тем самым нарушается режим теплорегуляции (тепло- и массообмена), сложившегося в предшествующую стадию. Продукты мантийных выплавов концентрируются в низах коры, вызывая массовый коровый анатексис и как следствие батолитообразование. Таким образом, геодинамическую обстановку формирования батолитов в позднем палеозое–мезозое Центральной Азии можно определить как сложную, сочетающую в себе элементы коллизии плит (континентальной и океанической или континентальных) и подлитосферного диапиризма.

Историю взаимодействия континентальной плиты с мантийными диапирами по эпохам батолитообразования рассмотрим на основе палеогеодинамических реконструкций, учитывающих данные по территории Сибири и ее обрамления (рис. 6), которые были выполнены А.А. Москальским с соавторами [8, 26] для позднего палеозоя, а также данные А.Н. Храмова [37] по палеоперемещениям Сибири в перми и триасе. Основной для нас станет реконструкция, выполненная авторами [8] для начала ранней перми (см. рис. 6, Б). В это время, как уже отмечалось выше, возникла активная континентальная окраина, осложненная в двух участках воздействием внутриплитных источников. Судя по их проекциям, эти источники были замкнутыми, удаленными один от другого примерно на 3000 км. По своим размерам ($n \times 100000 \text{ км}^2$) они могут быть определены как суперплюмы. Их позицию, зафиксированную относительно абсолютной системы географических координат, используем как опорную для последующих реконструкций. Будем называть эти плюмы северо-западным (или Сибирским) и юго-восточным (или Центральноазиатским) в соответствии с их географическим положением и территориями их наиболее выразительного проявления.

Вначале вернемся в более отдаленное геологическое прошлое и оценим, в какой геологической ситуации могли находиться эти плюмы перед их появлением под континентом, т.е. в начале карбона. Имея в виду геологические данные о том, что континент был надвинут по крайней мере на юго-восточный плюм, а также палеогеодинамические построения для начала раннего карбона [8], получим, что, вероятнее всего, юго-восточный плюм располагался в пределах Южно-Монгольского морского бассейна, а северо-западный – в пределах Монголо-Охотской ветви Палеотетиса (см. рис. 6, А).

Таким образом, движение Сибирской плиты и ее складчатого обрамления в виде вращения по часовой стрелке привело к надвиганию континентальной плиты на тот сегмент Земли, в пределах которого действовали мантийные суперплюмы.

Это движение сохранялось и в более позднее геологическое время, в конце позднего палеозоя и в раннем мезозое [38]. Корреляцию этого движения выполним с учетом перемещения проекции юго-восточного или Центральноазиатского плюма, непрерывность которого хорошо фиксируется геологическими данными [44]. В конце перми над этим плюмом оказывается территория Центральной и Северной Монголии, развивавшаяся в условиях ножицеподобного схождения обрамления Монголо-Охотского океана. Обстановка коллизионного сжатия способствовала формированию Хангайского батолита (см. рис. 6, В).

Перемещения других участков континентальной плиты, согласованные с движениями над Центральноазиатским плюмом, позволяют оценить положение северо-западного, или Сибирского, плюма как отвечающее проекции на северо-западную (в современных координатах) окраину Сибирской платформы. Именно там в конце перми–начале триаса (250–248 млн. лет назад) проявилась мощнейшая внутриплитная активность, сформировавшая Сибирские траппы.

К началу позднего триаса проекция Центральноазиатского мантийного плюма была незначительно смещена к восток-северо-востоку (в современных координатах), что соответствует продолжавшемуся вращению континентальной плиты по часовой стрелке. Зона коллизии и в это время оставалась в зоне влияния мантийного источника, вследствие чего сформировался Хентейский батолит (см. рис. 6, Г). Перемещения других участков континентальной плиты должны были привести к появлению над Сибирским плюмом восточного края Западно-Сибирской плиты. Во всяком случае там около 230 млн. лет назад сформировалась рифтовая система [11], которая, таким образом, стала одновозрастной со вспышкой внутриплитного и батолитообразующего магматизма на юго-западном окончании Монголо-Охотского пояса.

Согласованность развития обоих плюмов с синхронизацией вспышек магматизма на рубежах позднего карбона и перми, перми и триаса и в начале позднего триаса послужила основанием для их объединения в рамках общего горячего поля мантии [43]. Вследствие этого можно говорить, что массовое батолитообразование в позднем палеозое–раннем мезозое в пределах южного обрамления Сибирской платформы стало результатом взаимодействия края континентальной плиты с горячим полем мантии. Отметим также, что это уникальное по геологическому содержанию событие можно отнести к наиболее ярким примерам нелинейной геодинамики [33, 34]. Оно отвечает активному взаимодействию неравномерно распределенных по внутренним оболочкам Земли глубинных энергетических потоков – восходящего, обеспечившего мантийный диапиризм, и горизонтального, определившего столкновение и

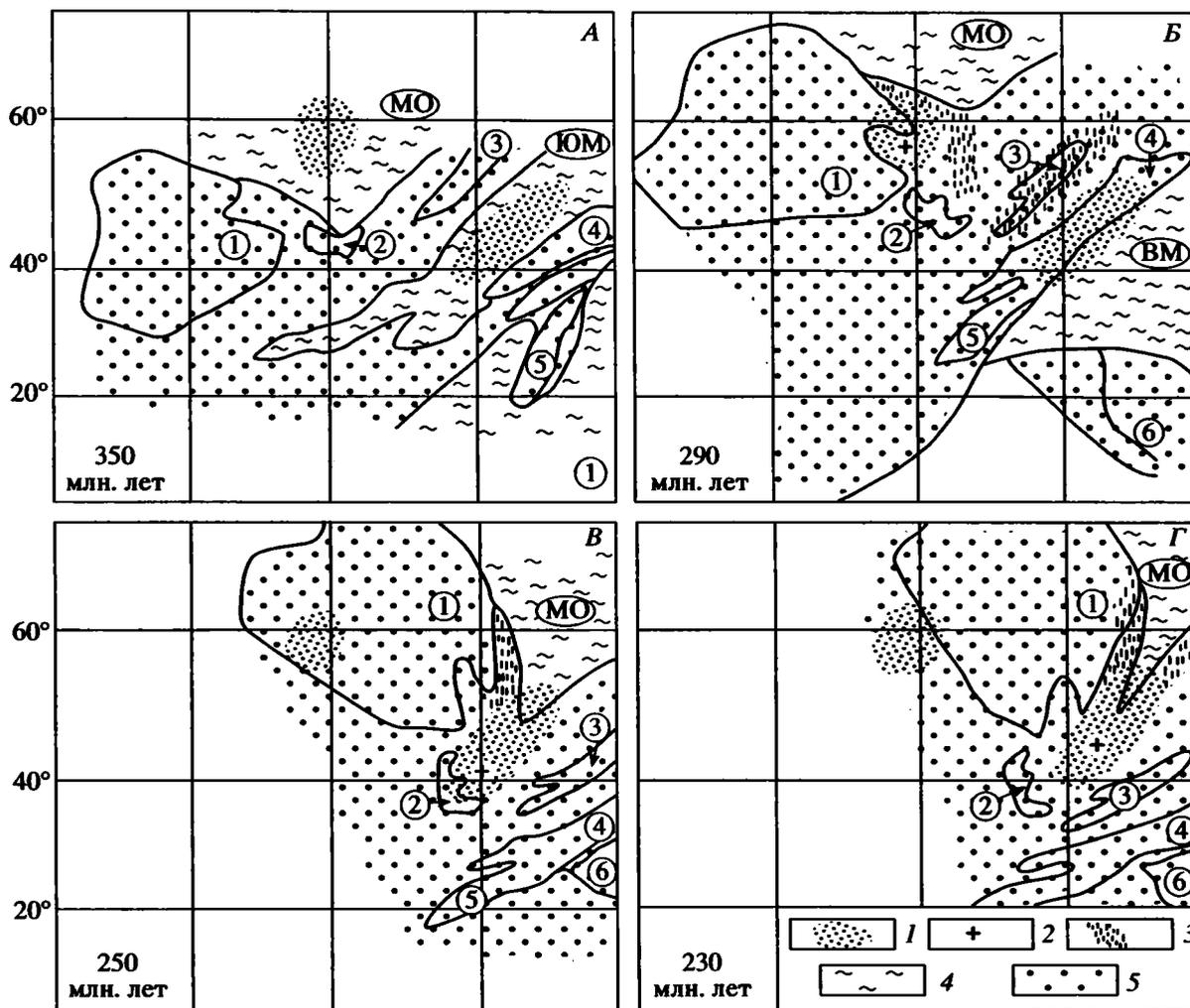


Рис. 6. Схема размещения обалтей взаимодействия Северо-Евразийского палеоконтинента с мантийными плюмами азиатского горячего поля мантии в позднем палеозое–раннем мезозое.

1 – проекции мантийных плюмов; 2, 3 – магматические ассоциации: 2 – батолитов, 3 – краевых поясов; 4 – морские бассейны; 5 – континентальные блоки. А–Г – реконструкции для возрастных рубежей, отмеченных в миллионах лет: А, Б – по [8], В, Г – интерполяция с учетом размещения внутриплитных ассоциаций. Цифры в кружках – континентальные блоки, по [8]: 1 – Сибирский, 2 – Дзэбханский, 3 – Центрально-Монгольский, 4 – Южно-Гобийский, 5 – Таримский, 6 – Северо-Китайский. Буквы в овалах – морские бассейны: ЮМ – Южно-Монгольский, МО – Монголо-Охотский, ВМ – Внутреннемонгольский.

коллизии литосферных плит. Их суперпозиция на уровне литосферы создала условия для массового плавления коры и в конечном счете привела к батолитообразованию.

ВЫВОДЫ

1. Ангаро-Витимский батолит является грандиозным плутоническим образованием, сформировавшимся главным образом на протяжении второй половины карбона между 330 и 290 млн. лет. Наряду с преобладающими гранитоидами нормально-кислого состава батолита широко проявлены щелочные породы, в том числе базиты. Последние наиболее широко распространены в виде синплутонических интрузий среди гранитоидов

первой стадии развития батолита и отвечающих ему фритам, щелочным трахибазальтам и нефелиновым базальтам. Щелочные породы явились и на более поздних стадиях развития батолита в виде прорывающих граниты базальтов заинского комплекса нефелиновых и псевдоцимитовых сиенитов заинского комплекса, а также как наиболее поздние – в составе щелочной ассоциации. Сделан вывод о формировании батолита в условиях регионального сжатия мантийным диапиром.

2. Позднепалеозойская и раннемезозойская развитие континентальной структуры восточно-Азиатского пояса стали временем наиболее грандиозного в фанерозое батолитообразования. За интервал времени около 100 млн

здесь возникли батолиты общей площадью свыше 300 000 км². Наряду с Ангаро-Витимским здесь возникли Хангайский (на рубеже перми и триаса) и Хентейский (в позднем триасе) батолиты. Их образование также было связано с активностью подлитосферных магматических источников. Продукты последних распределены по обрамлению батолитов, фиксируя границы проекций воздействия мантийных плюмов на литосферу. В геодинамическом отношении батолитообразование отвечает вовлечению наддиапировых сегментов литосферы в коллизию монголо-охотского типа.

3. Массовое батолитообразование в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса было вызвано надвиганием края позднепалеозойского палеоконтинента Северной Азии на горячее поле мантии, состоящее по крайней мере из двух суперплюмов. Эти плюмы инициировали активность внутриплитного типа и, в частности, способствовали возникновению рифтовых расколов и обеспечивали крупномасштабную магматическую активность с формированием щелочнобазитовых и щелочносалических ассоциаций. В условиях стрессовых состояний, возникавших на активной окраине при разных типах коллизии (континент-океан, континент-континент), плюмы утрачивали связь с земной поверхностью, а их воздействие на литосферу ограничивалось нижними горизонтами коры. Здесь под влиянием внедрившихся базитовых расплавов протекали процессы анатексиса и формировались массы анатектических расплавов, послуживших основой батолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 96-05-64330, 96-05-64768, 96-05-65785, 94-05-17620) и INTAS-REBR (95-0934).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г.В., Шаракишинов А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 187 с.
2. Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С. и др. О возрасте гранитоидов Ангаро-Витимского батолита // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: СО РАН, ИЦ ОИГГН, 1996. С. 100.
3. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новые данные о возрасте Баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Докл. АН. 1995. Т. 344. № 3. С. 377-380.
4. Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29-39.
5. Геологические формации Монголии. М.: Изд-во Шаг, 1995. 179 с.
6. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
7. Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 221 с.
8. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 59-75.
9. Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149. № 1. С. 74-78.
10. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 1, 327 с.; кн. 2, 334 с.
12. Карта магматических формаций юга Сибири и Северной Монголии, Масштаб 1 : 1 500 000. М.: ГУГК, 1989.
13. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 23-55.
14. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699-712.
15. Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Чухонин А.П. Радиологический возраст и особенности состава Чивыркуйского плутона (Байкальская горная область) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 948-951.
16. Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Кыджимитский комплекс редкометалльных гранитов и радиологическое обоснование его возраста // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 31-43.
17. Конев А.А., Черненко А.И., Фефелов Н.Н. и др. К-Аг возраст нефелиновых пород Прибайкалья // Геология и геофизика. 1975. № 4. С. 141-146.
18. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 54-62.
19. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Новые данные об Ангаро-Витимском батолите (Западное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 3. С. 651-654.
20. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит - крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Наука, 1992. 141 с.
21. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Дворкин-Самарский В.А., Тузовик Г.И. Среднепалеозойский магматизм Байкальской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 5. С. 136-142.
22. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Необычные Rb-Sr данные о возрасте двух эталонных щелочногранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. 1995. № 12. С. 65-73.
23. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.
24. Миркина С.Л., Жидков А.Я., Голубчина М.Н. О радиологическом возрасте щелочных пород и гранитоидов Северного Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 6. С. 567-570.
25. Миркина С.Л., Чухонин А.П., Козубова Л.А. Время формирования и последующего преобразования Малханского комплекса гранитов Забайкалья

- по данным свинцового метода // *Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса*. М.: Наука, 1980. С. 51–58.
26. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–32.
 27. *Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Козубова А.А.* Возраст гранитов Витимканского комплекса в Забайкалье по радиологическим данным // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 238. № 3. С. 666–669.
 28. *Мурина Г.А., Шергина Ю.П., Лебедева П.Б., Козубова А.А.* Rb-Sr возраст и геохимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа активизации в Северо-Западном Забайкалье // *Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса*. М.: Наука, 1980. С. 32–50.
 29. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинников Г.В.* U-Pb-геохронологические и Rb-изотопные свидетельства герцинского этапа рудогенеза в пределах протерозойского обрамления юга Сибирской платформы // *Докл. АН*. 1993. Т. 333. № 6. С. 765–768.
 30. *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г.* Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // *Докл. АН*. 1993. Т. 331. № 6. С. 726–729.
 31. *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М.* О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb-метода по циркону и сфену // *Докл. АН*. 1993. Т. 333. № 5. С. 634–637.
 32. *Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Смирнов В.Н. и др.* Сравнительное изучение K-Ar и Rb-Sr возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии // *Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса*. М.: Наука, 1980. С. 14–32.
 33. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика (кредо автора) // *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 3–6.
 34. *Пуцаровский Ю.М.* О трех парадигмах в геологии // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 4–11.
 35. *Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии*. М.: Наука, 1982. 207 с.
 36. *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. В. 2-х т. М.: Недра, 1967. Т. 2, 515 с.
 37. *Тектоника МНР*. М.: Наука, 1974. 284 с.
 38. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // *Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР*. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
 39. *Шаракишинов А.О.* Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975. 155 с.
 40. *Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А.* О возрасте гранитов Баргузинского комплекса по данным Rb-Sr-метода // *Докл. АН*. 1981. Т. 261. № 4. С. 946–949.
 41. *Ярмолук В.В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
 42. *Ярмолук В.В., Воронцов А.А., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А.* Строение и Rb-Sr возраст базальт-комендит-щелочногранитной ассоциации восточной части хребта Хан-Хухей (Монголия) // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 5. С. 38–47.
 43. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* Азиатское горячее поле мантии: магматизм и динамика развития в позднем палеозое и мезозое-кайнозое // *Геодинамика и эволюция Земли*. Новосибирск: СО РАН, ИЦ ОИГТМ, 1996. С. 77–80.
 44. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
 45. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Олдоне М. и др.* Петрология и геохимия базальт-трахириолит-комендитовых ассоциаций Северной Монголии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. № 5. С. 2–23.
 46. *Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatkov O.A.* Magmatism, geodynamics and Metallogeny of Central Asia. М.: МКО, 1995. 252 p.

Рецензент: А.А. Моссаковский

The Angara-Vitim Batholith: On the Problem of Batholith Geodynamics in the Central Asia Foldbelt

V. V. Yarmolyuk*, V. I. Kovalenko*, A. B. Kotov**, and E. B. Sal'nikova**

**Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 109017 Russia*

***Institute of Geology and Geochronology of the Precambrian, Russian Academy of Sciences, Makarov emb. 2, Moscow, 199034 Russia*

The results of the geochronological investigations show that the Angara-Vitim batholith, one of the world's largest, came into existence in the second half of the Carboniferous—between 330 and 290 Ma. The revision of the data received earlier shows that the alkaline magmatism, including synplutonic intrusions of the alkaline basites, manifested itself in the same age interval within the batholith area. It is concluded that intraplate heat sources played a leading role in the crustal anatexis during batholith formation. The data on the other two largest batholiths of Central Asia, the Khangai and Khentei (emplaced at the end of the Permian—earliest Triassic) show that their formation involved a contribution of sublithospheric heat sources. Geodynamic reconstructions show that the intense batholith formation in the Central Asia foldbelt resulted from thrusting of the Late Paleozoic paleocontinent margin of North America onto a hot mantle field composed of two superplumes. Under stresses at the active margin, the effect of the plumes was mostly restricted to lower crustal horizons, where anatexis took place, and anatectic melts parental to the batholith were formed.

УДК 551.24(470.5)

ОБ ЭТАПАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

© 1997 г. Г. А. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Поступила в редакцию 24.07.96 г.

Предуральский прогиб формировался во время коллизии Евразийского континента с системой континентов и микроконтинентов на востоке. На основе фациального и формационного анализов выполняющего его терригенного комплекса доказываем, что образование прогиба происходило асинхронно в разных его частях. Первые впадины краевого прогиба появились, по крайней мере, в раннем карбоне, а единым прогиб стал только к артинскому веку. В процессе становления Предуральский прогиб проходил 3 стадии – начальную, внутреннего прогиба и внешнего прогиба. Каждая из этих стадий связывается со взаимодействием края пассивной континентальной плиты и надвигающегося на него фронта орогена. Индикаторными являются для начальной стадии – предфлишевая формация, внутреннего прогиба – флишевая, внешнего прогиба – формации молассовая и морских эвапоритов. Моласса (верхняя пермь–триас) и флиш (средний карбон–нижняя пермь) разделены территориально. Шлировая формация в Предуральском прогибе занимает подчиненное положение. К формационному ряду краевого прогиба относятся также карбонатная шельфовая и рифовая формации, ограничивающие его с запада. Карбонатный обломочный материал, занимающий в некоторых районах наряду с полимиктовым значительное место, выносился в прогиб со стороны Урала. Его образование связано с внешней зоной предгорного шельфа. Роль Восточно-Европейской платформы как источника карбонатного вещества была незначительной. Доказывается, что в западной части современного Башкирского антиклинория в карбоне и начале перми существовало шельфовое море с карбонатным осадконакоплением. Глубоководные бассейны юга Урала и территории Уфимского амфитеатра соединились только в середине ранней перми. Приводится сравнение условий осадконакопления и палеотектонической обстановки в Предуральском прогибе с другими сходными бассейнами.

Предуральский прогиб (рис. 1) был выделен в 30-х годах нашего столетия А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским и независимо от них В.И. Носаль, Ю.А. Притулой и А.А. Трофимуком. В дальнейшем представления об этой структуре формировались под влиянием работ Н.С. Шатского, А.А. Богданова, Ю.М. Пушаровского, Б.М. Келлера, В.Д. Наливкина, Д.В. Наливкина, Н.Г. Чочиа, В.Е. Руженцева, И.В. Хворовой, А.В. Хабакова, Г.И. Теодоровича, А.Л. Яншина, Г.А. Смирнова, М.И. Варенцова, И.С. Муравьева, В.И. Чалышева, П.А. Софроницкого, Б.И. Чувашова, В.П. Горского, А.А. Оборина, В.А. Дедеева, А.А. Султанаева, И.К. Королук, М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева, Е.Л. Меламуд, В.В. Юдина и многих других. Постепенно были определены границы прогиба, его тектоническое строение и взаимоотношение со смежными структурами, отработана стратиграфия заполняющих прогиб отложений, был установлен факт его смещения на платформу, за последние годы достаточно полно изучен вещественный состав. Многие геологи пытались восстановить историю эволюции Предуральского прогиба, палеогеографические обстановки времени его существования. Предлагаемые ими схемы основаны, как правило, на несколько скорректированных представлениях о фациях 30–40 годов,

вытекающих из исследований А.В. Хабакова, ранних работ И.В. Хворовой и др. Однако обширный новый материал, полученный в последнее время, сопоставление его с данными седиментологических исследований современных и древних отложений в других регионах заставляют пересматривать многие устоявшиеся положения в области седиментологии, палеогеографии и палеотектоники Предуральского прогиба.

**ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ
КРАЕВОГО ПРОГИБА**

А.А. Богданов [2] предлагал определить краевой прогиб по строению основания, формационным рядам и стилю деформаций. В целом эти показатели остаются в силе и сегодня. Значение строения основания подтверждают и другие исследователи [7, 23]. Отложения краевого прогиба всегда подстилаются фациями края платформы, главным образом, карбонатами. Характерные черты имеет также стиль деформаций в краевом прогибе, хотя здесь представления несколько изменились со времени опубликования статьи А.А. Богданова; была установлена большая роль надвиговых деформаций. Нуждается в уточнении только вопрос о формационных рядах. Традиционно

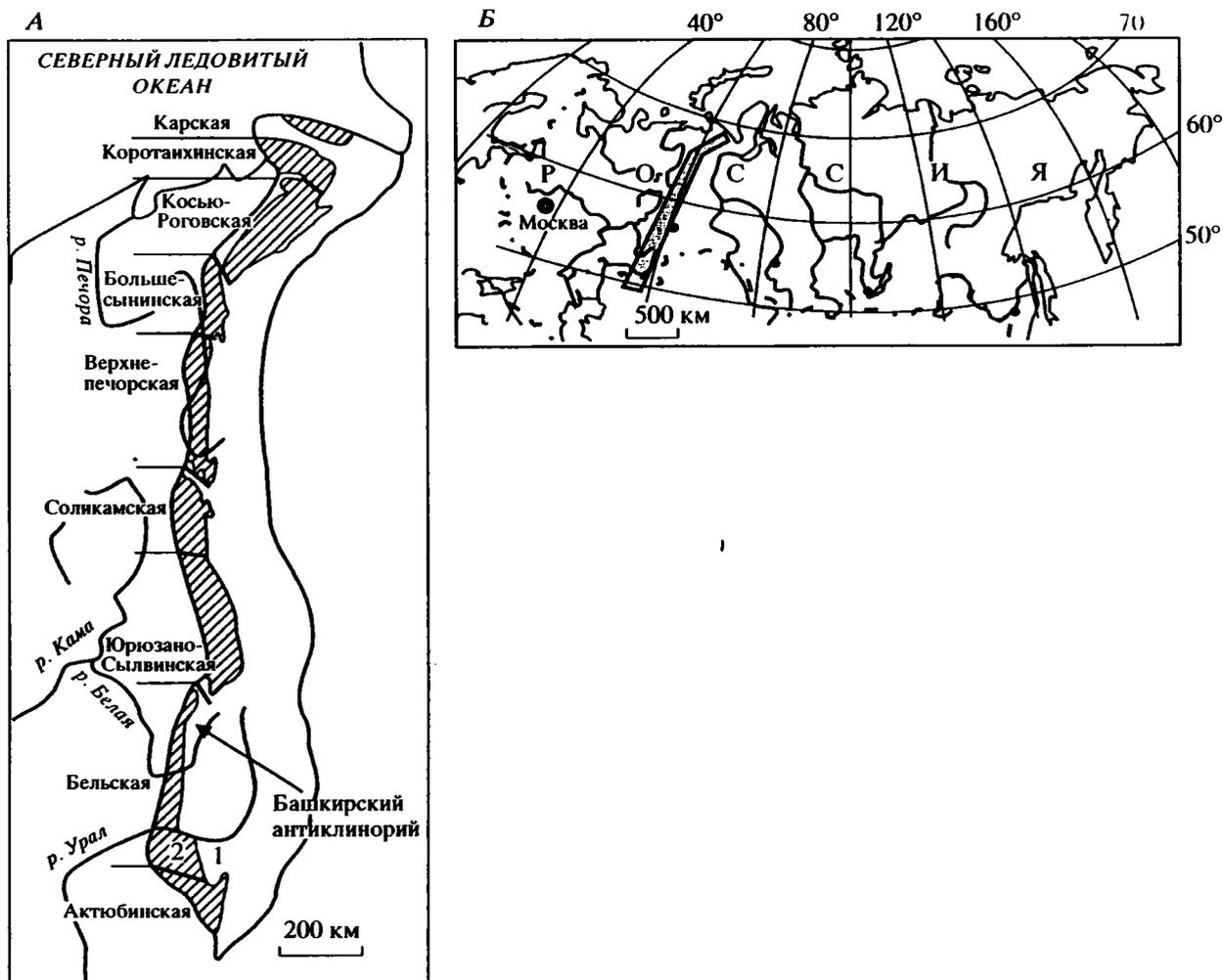


Рис. 1. Контурная схема Уральской складчатой области (А) и расположение изученной территории на карте России (Б). Слева от схемы Урала показаны границы и названия тектонических депрессий в пределах Предуральяского прогиба. Цифры на А: 1 – доорогенные магматические и осадочные формации; 2 – формации Предуральяского прогиба.

считается, что определяющей для краевого прогиба является молассовая формация, а флиш характеризует доорогенные трюги. За последние десятилетия выяснилось, что грубообломочный состав (в свою очередь, считавшийся основным признаком молассы) характерен и для проксимального флиша, для глубоководных отложений подножья склона. После фацеального анализа многие толщи, считавшиеся ранее мелководноморскими (т.е. молассовыми), приходится отнести к флишу. Оказалось, что роль флиша среди отложений краевых прогибов значительна; флиш, наряду с молассой, является главной орогенной формацией.

К трем названным показателям сейчас необходимо добавить еще один. Речь идет о вещественном составе. Хотя обобщающих работ пока немного [42], несомненно, что вещественный состав является очень характерным для отложений кра-

евых прогибов. Среди них распространены сложные граувакки с участием компонентов разнообразных изверженных и осадочных пород, образовавшихся при размыве коллизионного орогена.

Таким образом, краевой прогиб представляет собой линейно вытянутую структуру, формировавшуюся в коллизионную стадию развития геодинамической системы на краю пассивной континентальной плиты. Краевой прогиб выполнен, главным образом, осадочными породами флишевой, молассовой, реже шпировой формаций сложного полимиктового состава, которые всегда подстилаются известняками платформ. Изверженные породы не характерны. Отложения краевого прогиба смяты в линейные и куполовидные складки, нарушены многочисленными надвигами со стороны орогена. Тектонические деформации затухают вверх по разрезу и в сторону платформы. Нередко наблюдаются угловые несогласия

между флишевой и перекрывающей ее молассовой формациями.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Осадочные толщи, выполняющие Предуральский прогиб, сложены комплексом обломочных, хемогенных и биогенных пород. Определяющее значение имеют обломочные образования, среди которых выделяются полимиктовые и, в меньшей степени, мономиктовые известняковые песчаники, гравелиты, конгломераты [12, 13, 16]. Главными породообразующими компонентами полимиктовых разностей являются обломки разнообразных пород: силицитов, изверженных пород, известняков, кварцитовидных песчаников, реже метаморфических пород, полимиктовых песчаников. Особенно большим разнообразием характеризуются фрагменты изверженных образований. В гальках встречены почти все типы вулканитов и интрузивных пород, известные на Урале, начиная с серпентинитов и оливниновых габбро, но наиболее распространенными являются основные и кислые вулканиты. Гальки и зерна карбонатных пород представлены разновозрастными известняками.

Основными глинистыми минералами, слагающими аргиллиты, независимо от фациальной и стратиграфической принадлежности, являются диоктаэдрическая гидрослюда и разбухающий хлорит.

Анализ вещественного состава показывает [16], что в целом в терригенных толщах среднего карбона-нижней перми отсутствует направленное изменение вещественного состава. Зрелость пород вверх по разрезу не увеличивается. Переотложение практически отсутствует, только в поздней перми появляется некоторое направленное увеличение зрелости, но и то не повсеместно. Все эти данные говорят о тектонически активной складчатой области сноса.

ФАЦИИ

На начальных этапах изучения Предуральского прогиба терригенные отложения, среди которых существенную роль играют грубообломочные, были отнесены к мелководно-морским, прибрежно-морским и речным фациям. Обоснование такого представления дал А.В. Хабаков во многочисленных статьях и отчетах, опубликованных в 30–40-х годах. Позже эта точка зрения перекочевывала из работы в работу и во многом сохранилась до сих пор. Карбонатно-глинистые разрезы, нередко маломощные, конденсированные, вслед за И.В. Хворовой [32, 33], изучавшей их на Южном Урале, обычно относят к образованиям наиболее глубокой части бассейна, к образованиям

“осевой зоны прогиба”. Часто они фигурируют в работах под названием “депресссионные фации”. Некоторые исследователи [3], правда, уже высказывали сомнения в правильности такого толкования фаций, но их идеи не получили развития. Однако фактический материал, накопленный за последние десятилетия, противоречит таким представлениям. Текстурные особенности, характер залегания и взаимоотношений, особенности органических остатков свидетельствуют о принадлежности среднекаменноугольно-нижнепермских обломочных отложений Предуральского прогиба, в том числе и грубообломочных, к фациям глубоководных конусов выноса [13, 14, 16] (рис. 2). Континентальные и прибрежно-морские фации появляются только в верхней перми.

Карбонатно-глинистые толщи имеют различное происхождение. Отложения с прослоями кремней и фосфоритами в северных районах Бельской впадины, которые И.В. Хворова [32] считала наиболее глубоководными, представляют фации шельфовой впадины и отлагались, по-видимому, на глубине не более 100–300 м [14, 16]. В западных прогибах встречаются карбонатно-глинистые фации внешнего края шельфа и платформенного склона прогиба. Их образование происходило в широком диапазоне глубин – от десятков до, по крайней мере, многих сотен метров.

ФОРМАЦИИ

Размыв горной области приводит к образованию терригенных комплексов, среди которых наибольшее значение имеют молассовая, флишевая и шлировая формации, выделенные еще в прошлом веке на территории Альпийских прогибов. С тех пор представления о них многократно менялись и уточнялись, что наглядно отражено в работах В.Т. Фролова [28–30], Ю.Р. Беккера [1] и др. Широко распространена точка зрения, что во время главной фазы орогенеза (когда собственно и формируется краевой прогиб) аккумулируется моласса, в некоторых случаях шпир, а флиш является индикатором прогибов и поднятий “геосинклинального” этапа развития, то есть начальных фаз орогенеза. Тем не менее многие авторы, особенно зарубежные, относят флиш к разряду орогенных формаций и, следовательно, допускают его формирование в краевых прогибах.

В отношении Западного Урала утвердилось мнение, особенно после работы И.В. Хворовой [33], что в южной части Урала до конца карбона (или до середины позднего карбона), на севере местами до середины ранней перми во внешнем “геосинклинальном” прогибе в глубоководной обстановке формировался флиш. Позже этот прогиб преобразовался в краевой, в котором осаждалась уже моласса (нижняя и верхняя), причем некоторые авторы (В.Д. Наливкин, И.В. Хворова, В.А. Дедеев,

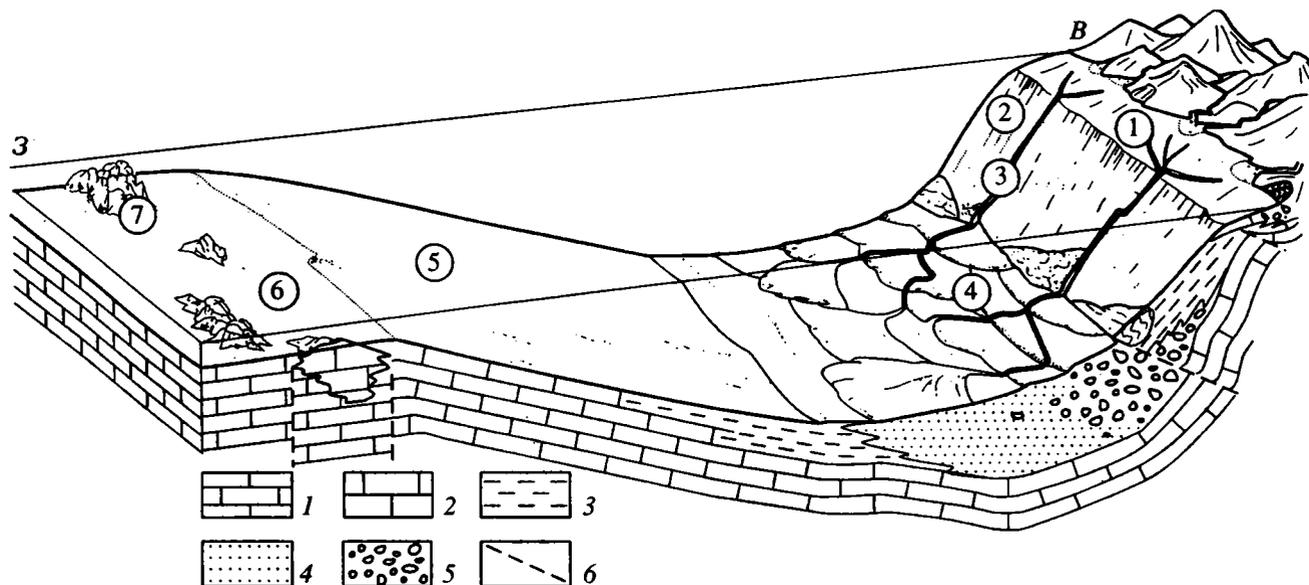


Рис. 2. Схематический профиль бассейна осадконакопления в Предуральском прогибе во время формирования флишевой формации (средний карбон–ранняя пермь).

1, 2 – известняки: 1 – слоистые, 2 – массивные, рифовые; 3 – аргиллиты и мергели; 4 – песчаники тонко- и мелкозернистые, аргиллиты; 5 – конгломераты, гравелиты, песчаники грубо- и крупнозернистые; 6 – основные разломы. Цифры в кружках: 1 – предгорный шельф, 2 – активный склон, 3 – каньон, 4 – шлейф глубоководных конусов, 5 – пассивный склон, 6 – шельф платформы, 7 – рифы.

А.А. Султанаев, А.И. Елисеев, В.В. Юдин) допускали, что моласса вкрест простирания переходила во флиш, хотя и относительно мелководный. В.Д. Наливкин [20] выделял с востока на запад молассовую, флишевую, глубоководную, рифовую, а в кунгуре еще и соленосную формации. По В.В. Юдину [39], флишевая формация вверх по разрезу так же, как и к востоку, переходила в нижнюю, затем в верхнюю молассу. Существовала точка зрения (А.А. Оборин, В.И. Чалышев, Н.Г. Чочиа, А.И. Осипова), что флиш в Предуральском прогибе формировался местами до конца артинского века (и даже в кунгуре), но представлял собой мелководные образования. И.К. Королук с соавторами [11] предложили свой вариант схемы расположения формационных рядов в Южном Приуралье. В пределах Зилаирского синклиория они выделяют непрерывный ряд формаций: аспидная – карбонатно-кремнистая – флишевая – шлировая – молассовая. К западу от Башкирского антиклиория И.К. Королук с соавторами рисуют следующий вертикальный ряд: кремнисто-карбонатная – перерыв – депрессионная – молассовая – эвапоритовая – красноцветная формации. В этих рядах к краевому прогибу они относят шлировую, молассовую, эвапоритовую и красноцветную формации.

Накопленный к настоящему времени фактический материал (особенно по фациальному составу) уже не укладывается в упомянутые схемы, что отражается и на реконструкциях геологичес-

кой истории региона. Схемы требуют пересмотра. Особенно это касается взаимоотношения флиша и молассы и их роли в процессе формирования краевого прогиба. Уже давно, и не только на Урале, обращается внимание на то, что флиш и нижняя моласса имеют много общих черт и часто их практически невозможно отличить. Очень запутан также вопрос о разграничении молассы и шлира.

Большинство исследователей сейчас соглашались с определением флишевой формации как отложений шлейфов глубоководных конусов, чаще всего приуроченных к быстро прогибающимся участкам земной коры с тектонически активной областью сноса. Фактически о наличии или отсутствии флиша можно говорить только после анализа фаций. Все попытки определить флиш по формальным морфологическим признакам пока неудачны, так как эти признаки для разных фаций конуса сильно различаются. А из фациального анализа следует, что большая часть отложений, относимых ранее к нижней молассе, представляет собой флиш. На Западном Урале флишевая формация развита в позднем девоне–начале раннего карбона (зилаирская серия) и от среднего (местами частично раннего) карбона почти до конца ранней перми. Но если зилаирская серия залегает (за некоторыми исключениями) на океанической коре и представляет начальные фазы орогенеза (возможно, это отложения преддугового желоба), то каменноугольно-раннепермский

флиш залегают на платформенном основании и целиком относятся к краевому прогибу. Предполагаемое ранее некоторыми авторами изменение характера прогиба на границе карбона и перми (переход "внешнего геосинклинального" прогиба на краевой) не подтверждается. На это обратил внимание и В.В. Юдин [39]. Он пишет (с. 202), что "широко известная в литературе уральская фаза складчатости на границе карбона и перми в северных уралоидах не проявилась".

К молассе, согласно альпийскому литотипу, относятся чередующиеся мелководно-морские и континентальные отложения, образующиеся при размыве коллизионного орогена. Молассовая формация очень широко распространена в краевых прогибах. На Западном Урале к ней следует относить только верхнепермско-триасовые субконтинентальные толщи, так как предполагаемая И.В. Хворовой и другими авторами "нижняя моласса" сложена образованиями гравитационных потоков и представляет собой проксимальный флиш. На уровне современного эрозионного среза *отсутствует* замещение флиша молассой по латерали, хотя первоначально одновременно с аккумуляцией флиша, очевидно, существовали и континентальные обломочные отложения (ранняя моласса С. Бубнова).

Не совсем ясным остается вопрос о переходе флиша в молассу на Западном Урале в вертикальном разрезе. И.В. Хворова [33] рассматривала в качестве аналога предуральской нижней молассы (то есть толщи, по ее мнению, переходной от флиша к молассе) гельветский флиш из швейцарских Альп, считая его относительно мелководным образованием. Однако, по современным представлениям [43], это отложения глубоководных конусов выноса, то есть флиш (как это и следует из названия "гельветский флиш"). На Урале с гельветским флишем сейчас можно сопоставить только терригенные толщи кунгурского возраста, которые вверх по разрезу постепенно теряют черты, характерные для флиша. Но если в Альпах можно проследить переход в мелководную молассу через отложения внешнего шельфа, то на Урале переходные образования плохо сохранились. Только на севере хорошо видна трансформация флиша в молассу через дельтовый конус. В более южных районах достоверные сведения о кровле кунгурского флиша отсутствуют, хотя местами можно предположить замещение западных разрезов флиша шельфовыми отложениями. Моласса здесь, как правило, начала формироваться еще дальше к западу. По-видимому, зона флиша к этому времени была поднята выше уровня моря.

Шлировая формация в литотипической местности (в Альпах) образовалась в условиях дельты и авандельты крупной реки или нескольких рек.

Для нее характерны большие мощности, тонкозернистый состав с линзами контрастных обломочных пород, местами солоноватоводная фауна. Отнесение южно-уральского флиша к шлиру, как это нередко можно видеть в литературе, не оправдано ни с генетической стороны, ни по содержанию. Со шлировой формацией альпийских прогибов имеет сходство только шеркыртаельская и бельковская свиты (верхи артинского – низы кунгурского ярусов) на Приполярном и Полярном Урале. Это, по-видимому, единственное проявление упомянутой формации в пределах Предуральского прогиба.

Важное значение для характеристики и истории прогиба имеет предфлишевая формация [17], которая образовалась на начальном этапе прогибания карбонатного шельфа и в настоящее время сохранилась только на отдельных участках. Формация встречается во многих краевых прогибах. Ее характеризуют карбонатно-глинистые отложения, часто с прослоями кремней, иногда с фосфоритами, в верхней части с подводнооползневыми образованиями. В вертикальном разрезе эти отложения переходят в проксимальные фации флиша. На Урале наиболее характерные разрезы предфлишевой формации известны на широте Башкирского антиклинория, в бассейнах правых притоков р. Белой (С₂т₂-Р₁а).

Значительное место среди пород, слагающих Предуральский прогиб, занимают эвапориты, которые откладывались в наиболее прогнутой части этой структуры, в условиях глубокого открытого моря и на востоке нередко переслаиваются с турбидитами. Большинство исследователей выделяет их в особую формацию, что, по-видимому, вполне оправдано. Отнесение предуральских эвапоритов к молассе и тем более к шлиру неправомерно. Поскольку устоявшегося наименования у этой формации нет, я здесь буду придерживаться названия "формация морских эвапоритов".

К формационному ряду краевого прогиба, вероятно, нужно относить также шельфовую карбонатную и рифовую формации, окаймляющие прогиб со стороны платформы и тесно связанные с формациями собственно прогиба.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАРБОНАТНОГО ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Вопрос о происхождении карбонатного обломочного материала в составе комплекса терригенных пород Предуральского прогиба имеет принципиальное значение. От ответа на него зависит решение многих важнейших проблем палеотектоники и палеогеографии западных зон Урала и восточного края Русской платформы.

До сих пор общепринятым является мнение, что основная часть карбонатных обломков была

снесена в бассейн с запада, со стороны платформ. До последнего времени и автор придерживался таких взглядов [15], хотя противоречия здесь чувствовались уже давно. Детальные фациальные исследования, однако, заставили пересмотреть эту точку зрения [18]. Оказалось, что грубообломочные известняки всегда приурочены к верхней части глубоководного конуса, а в целом гранулометрический состав карбонатных обломочных частиц соответствует такому полимиктовым обломкам, в восточном, уральском происхождении которых сомнений нет. Это относится к позднекаменноугольной “саплайкской брекчии”, к среднекаменноугольным известняковым пачкам на территории Уфимского амфитеатра и Сакмаро-Икской зоны, к ассельско-артинским известняковым свитам бассейнов рек Урала, Сакмары, Большого Ика и др. Раннеартинские олистоплаки предполагаемых янгантауских мергелей в бассейнах рек Юрюзани, Ая, Сима также залегают среди фаций верхней части полимиктового конуса и даже фаций каньона, что полностью исключает их западное происхождение. Упомянутые “саплайкские брекчии” к тому же врезаны [33] в полимиктовые обломочные толщи на глубину до 300 м. Но у подножья западного борта прогиба распространены карбонатно-глинистые разрезы. Глыбы и утесы известняков, широко распространенные на Южном Урале, также всегда приурочены к полимиктовым грубообломочным разрезам, к фациям верхнего конуса и каньона, они не встречаются среди тонкозернистых пород нижней части конуса, что было бы неизбежно, если бы они сносились со стороны платформы.

Многие пласты и пачки предполагавшихся чисто карбонатных обломочных пород содержат примесь полимиктового песчаного материала. Это относится даже к мергелям янгантауской свиты, не говоря уже о таких толщах, как ассельская ахуновская свита в бассейнах рек Юрюзани и Ая и грубообломочные ассельские разрезы в пределах Симской мульды, нижнепермские карбонатные свиты в бассейне р. Сакмары и др. Очень показательным в этом отношении является разрез тастубского горизонта сакмарского яруса в Симской мульде, где среди отложений верхнего конуса карбонатного состава залегает полимиктовый олистостром.

Обломочные известняки Предуральского прогиба почти всегда содержат очень разнородный по возрасту материал. По определениям Б.И. Чувашова, В.В. Черных, Р.М. Ивановой и по литературным данным, в верхнекаменноугольных и нижнепермских породах, наряду с сингенетичными органическими остатками, присутствуют обломки известняков, по крайней мере, начиная с раннего и среднего карбона, причем всегда. Если согласиться с мнением, что они сносились со стороны платформы, приходится допускать, что там

в позднем палеозое существовали складчатые горы. Иначе невозможно объяснить одновременный размыв пород такого возрастного диапазона на значительной территории. Но это, по-видимому, невероятно.

Переоценка происхождения карбонатного обломочного материала приводит к необходимости пересмотра реконструкций процесса образования и развития северной части Бельской впадины и ее взаимоотношения с Башкирским антиклинорием и Каратауским выступом. Этот район является одним из наиболее важных для расшифровки формирования Предуральского прогиба в целом, поскольку существующая модель в значительной степени была создана именно здесь, на основе работ В.Е. Руженцева, Б.М. Келлера, И.В. Хворовой и других.

Со времени работы В.Е. Руженцева [24] считается само собой разумеющимся, что на этой территории в современном эрозионном срезе наблюдаются только западные разрезы московско-сакмарского прогиба. Более восточные грубообломочные разрезы этого прогиба перекрыты надвигами со стороны Башкирского антиклинория или [5, 25, 31] располагались выше последнего и позже были смыты. Идея Б.М. Келлера [8] и В.В. Хоментовского [34] о том, что антиклинорий в позднем палеозое был поднят, не прижилась. Основным доводом сторонников былого существования этого прогиба является утверждение, что фациальные зоны, не меняясь, прослеживаются от бассейна р. Сакмары на юге в Уфимский амфитеатр. Признаки выклинивания фаций на границе с Башкирским антиклинорием, по их мнению, отсутствуют. Но это не так.

Еще Б.М. Келлер [8] заметил, что при приближении с юга к Башкирскому антиклинорию терригенные породы башкирского возраста сменяются известняками и мощности уменьшаются. Вдоль северной границы антиклинория в среднем и позднем карбоне распространены известняковые конгломераты и конглобрекчии, нередко с глыбами. В.Д. Наливкин [20], чтобы объяснить их происхождение, рисовал на палеогеографических схемах на севере антиклинория скалистые острова. Но главным доказательством того, что на территории современного Башкирского антиклинория в карбоне и начале перми не было прогиба с терригенным осадконакоплением, является карбонатный обломочный материал. Особенно показательными в этом отношении являются разрезы артинского яруса по рр. Басу, Инзеру, Лемезе, где в полимиктовых конгломератах присутствуют валуны и глыбы известняков верхнего карбона, ассельского яруса и тастубского горизонта сакмарского яруса, неокатанные глыбы и отломы верхнеартинских органогенных известняков [37]. Известны также глыбы известняков

среднего–верхнего карбона и ассельского яруса, реже более молодые, залегающие среди отложенный верхнего конуса в бассейнах рек Зиган и Селеук. Геологами-съемщиками упоминаются крупные глыбы ниже-среднекаменноугольных известняков, залегающих среди мощных песчаников в бассейне р. Лемезы. Упомянутые глыбы и валуны могли попасть в бассейн только со стороны Башкирского антиклинория. А отсюда следует, что на этой территории или, по крайней мере, в ее западной части, в интервале от раннего карбона до сакмарского века аккумуляровались известняки, существовали шельфовые условия, как это, собственно, предполагал еще В.В. Хоментовский. Прогиб с терригенным осадконакоплением там не было. Прогиб начал формироваться к западу от Башкирского антиклинория в конце московского века, его представляют отложения предфлишевой формации. На относительную приподнятость территории Башкирского антиклинория в начале перми указывают и направления палеопотоков к югу и северу от него. В районе широтного течения р. Белой в сакмарском и начале артинского века эти потоки были направлены на юг и юг-юго-восток, а по рр. Юрюзани и Аю (вблизи северной границы антиклинория) на север и север-северо-восток.

Указанные выше соображения позволяют утверждать, что обломочные карбонатные толщи района Симской мульды, в том числе и знаменитая “Брекчия Доменной горы”, также связаны с размывом территорий Башкирского антиклинория. Каратауский выступ является частью этого антиклинория, на что указывал уже Ю.В. Казанцев [7]. Обособление структуры произошло в послепермское время в результате тектонического сдвига. Никаких скалистых островов к западу от прогиба (как это предполагают некоторые авторы) на этом месте в начале перми не было.

Таким образом, ясно, что основной источник карбонатного обломочного материала надо искать на востоке. Но, как совершенно справедливо указывали предыдущие исследователи, соответствующих пород в современном эрозионном срезе практически не видно. Лишь в междуречье Урала и Сакмары на простирании куруильских известняков предполагаются [38] отложения визейско-раннебашкирской банково-рифовой формации, которая могла бы быть источником обломочного материала для нижней части грубообломочной толщи. По-видимому, в предгорной части флишевого бассейна существовал в разной степени выраженный шельф, во внешней части которого откладывались известняки. Такие шельфы известны и в современных бассейнах с интенсивным терригенным осадконакоплением. При надвигании орогенной системы на прогиб упомянутые шельфовые отложения вовлекались в складчатость, размывались или были перекрыты

надвигами, поэтому в современных разрезах мы их почти не видим. Широкое развитие карбонатных глыбовых образований в пределах Бельской впадины может свидетельствовать об активном передвижении надвигов в береговой зоне бассейна во время осадконакопления. Обильное попадание в зону грубообломочных отложений однообразных с ними известняков (то из числа биогермов) связано с эпохами понижения уровня воды в бассейне, когда береговая линия оказывалась вблизи внешнего края шельфа.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПРОГИБА

Согласно модели тектоники литосферных плит, краевые прогибы формируются в коллизийную стадию развития геодинамической системы при надвигании складчатого орогена на край континентальной плиты [19]. В результате последний прогибается и перед фронтом надвигов образуется глубокая асимметричная линейно вытянутая впадина, вместе с орогеном смещающаяся в сторону пассивной плиты.

Уральская горная область начала формироваться в конце девона в результате коллизии системы островных дуг и Еврамерийского континента [27, 39]. При дальнейшем развитии субдукции островные дуги были вовлечены в аккреционную призму и приблизительно с середины раннего карбона началось столкновение Еврамерийской плиты с активной окраинной системой континентов и микроконтинентов на востоке. Зона субдукции в местах столкновения оказалась заблокированной континентальной корой, и аккреционная призма быстро разрасталась и надвигалась на край пассивной Еврамерийской плиты, где начал формироваться краевой прогиб. Нельзя согласиться с мнением [35, 36], что заложение прогиба произошло практически одновременно по всей его длине (в среднем карбоне). Этот процесс был очень длительным (от раннего карбона до начала ранней перми), он определялся неровными краями плит и наличием нескольких континентальных блоков на востоке, пришедших в соприкосновение с Еврамерийской плитой в разное время. Анализ фаций в краевом прогибе не подтверждает и постепенную косую коллизию с юга на север, предполагаемую В.Н.Пучковым [22]. Прогиб долго существовал в виде трех глубоководных бассейнов, разделенных более мелководными морями, расположенными на широте Башкирского антиклинория и Косьвинско-Чусовской седловины, и только к артинскому веку образовался единый глубоководный бассейн. Такое строение прогиба дает основание предположить, что и Уральская орогенная система до середины ранней перми не была единой.

Результаты анализа вещественного состава противоречат распространенному мнению [4, 5, 39],

что Предуральский прогиб образовался где-то далеко на востоке и в виде волны мигрировал на запад с многократным переотложением обломочного материала. Состав последнего однозначно говорит об отсутствии переотложения.

Складчатые уральские структуры надвигались на прогиб на расстояние от первых до первых десятков километров, по Ю.В. Казанцеву [7], до 50 км. При этом сам прогиб также смещался на континентальную плиту, как это было установлено Г.И. Теодоровичем еще в начале 40-х годов. Анализ фаций показывает, что перемещение прогиба происходило крайне неравномерно. Это было смещение не всей структуры в целом, а отдельных ее элементов: того или другого склона, участков дна. Прогиб то расширялся, то становился уже, менялись его продольная и поперечная конфигурация. Ширина прогиба с учетом последующей складчатости и надвигов, которые, по данным В.В. Юдина [39], сократили его в 1.5–2 раза, могла быть до 100–200 км, а на севере еще больше.

В процессе развития Предуральский прогиб проходил 3 стадии: начальную, внутреннего прогиба и внешнего прогиба. Только здесь надо иметь в виду, что в литературе уже употребляются термины “внешняя” и “внутренняя” зоны прогиба. Но это структурно-тектонические зоны, которые выделяются по степени дислоцированности пород.

Начальная стадия. Образование прогиба на краю Восточно-Европейской платформы происходило по крайней мере двумя различными способами.

1. В пределах платформенного шельфа с карбонатным осадконакоплением появлялись постепенно углубляющиеся и расширяющиеся впадины, представленные отложениями предфлишевой формации. Существование такой впадины наиболее хорошо прослеживается на Южном Урале на широте Башкирского антиклинория. Здесь известняки мелководного шельфа раннемосковского возраста перекрываются карбонатно-глинистыми, глинистыми и кремнисто-глинистыми фациями впадины, которая превратилась в глубоководный прогиб только к концу асселя – в сакмаре. Отложения предфлишевой формации, свидетельствующие о начальных впадинах, встречаются и в междуречье Белой–Сакмары (C_1), в районе Уфимского амфитеатра (верхи визейского – низы башкирского ярусов), на широте г. Чусового (ассельский ярус) и, возможно, на севере Урала, на широте рек Лемвы, Усы (C_1). Образование начальных впадин можно предположить в районах, где край континентальной плиты по каким-то причинам не засасывался в зону субдукции и не наклонялся, а под давлением подтянувшейся к нему аккреционной призмы начал раскалываться. Только потом, когда ороген надвинулся на континентальную плиту, послед-

няя наклонилась и начальные впадины преобразовались в глубокий прогиб.

2. Непосредственная трансформация преддурового желоба в краевой прогиб (подобный механизм предполагал и В.В. Юдин). Признаки такого перехода имеются на юге Урала, к югу от р. Сакмары, где среднекаменноугольные фации верхнего конуса подстилаются нижнекаменноугольным флишем. Это предположение согласуется с точкой зрения [6] о существовании остаточного океанического бассейна в карбоне и перми на территории Прикаспийской впадины. Бассейн в начале карбона, вероятно, простирался до широты р. Сакмары. Трансформацию глубоководного желоба в краевой прогиб можно предположить, хотя и менее уверенно, также в районе верхнего течения р. Печоры, где верхневизейско-башкирские полимиктовые породы лежат на кремнисто-глинистых отложениях Лемвинской зоны [40], представляющих, по данным В.Н. Пучкова [21], фации пассивного склона Восточно-Европейского континента. Непосредственный переход океанического желоба в краевой прогиб, вероятно, происходил в районах, где край плиты засасывался в зону субдукции, плита наклонялась и аккреционная призма сразу ее подминала под себя. Возможно, это происходило в местах с хорошо выраженным переходным типом коры.

Стадию внутреннего прогиба представляет флишевая формация. Стадия связана с разрастанием горного пояса, с активной обдукцией аккреционной призмы на край плиты и опусканием последнего под тяжестью складчато-надвиговых масс. Предуральский прогиб, как и другие бассейны подобного типа, в этой стадии развития имел асимметричное строение с максимальным прогибанием в восточной, предгорной, части (рис. 3). Формирование внутреннего прогиба в разных частях Урала началось в разное время: от конца раннего–начала среднего карбона (может быть, местами еще раньше) до середины ранней перми, а закончилось почти одновременно – в кунгуре. Для него были характерны следующие геоморфологические элементы. На востоке существовал узкий шельф (см. рис. 2), в прибрежной части которого откладывались терригенные осадки, а во внешней части во многих местах формировались слоистые известняки, иногда с линзами биогермов мощностью до нескольких метров. Горы подходили непосредственно к берегу моря. Признаки былого существования аллювиальных равнин, о которых нередко пишут, отсутствуют. К западу шельф переходил в крутой (от нескольких до, местами, возможно, 20°–30°) склон, в пределах которого откладывались преимущественно глинистые осадки с прослоями песчаников, алевролитов. Среди фаций нижней части склона и его подножья присутствуют многочисленные подводноползневые образования. Шельф и склон были

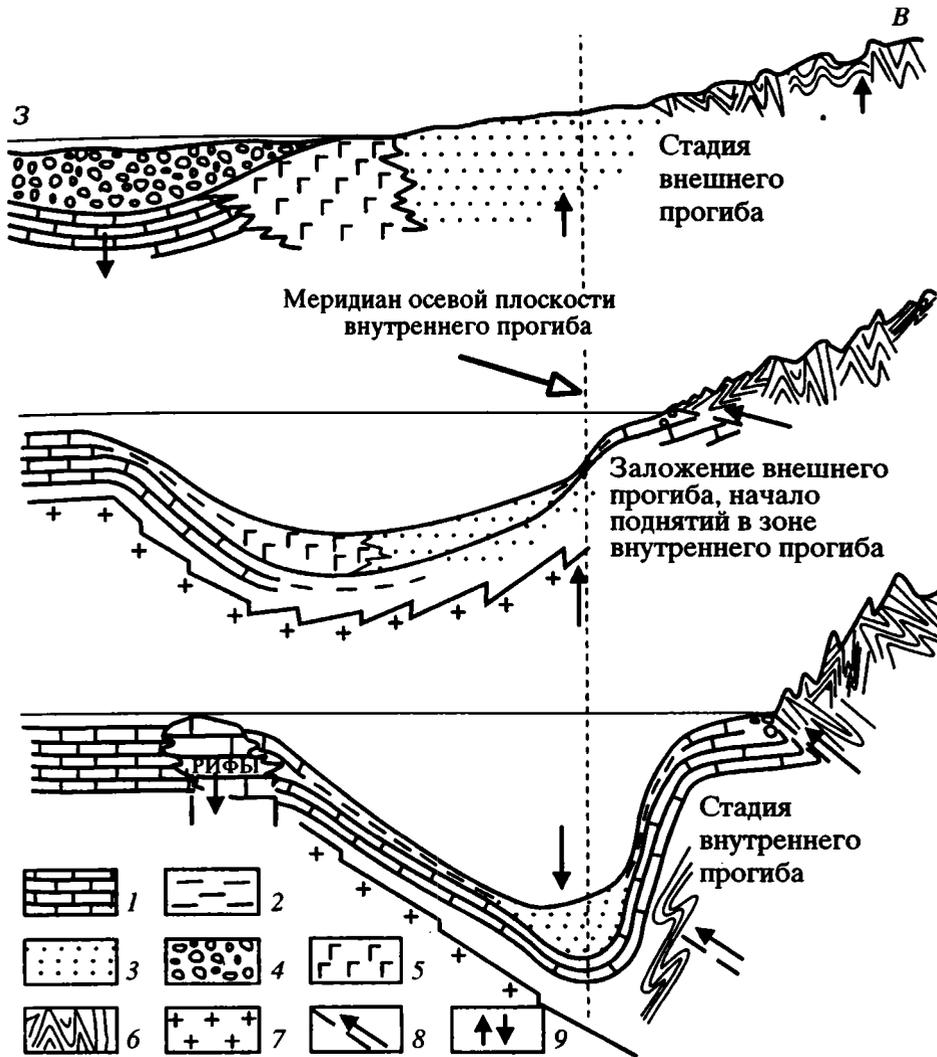


Рис. 3. Схема преобразования внутреннего прогиба во внешний и формирование несогласия между флишевой и молассовой формациями.

1 – шельфовые формации; 2 – отложения склонов; 3 – флиш; 4 – моласса; 5 – морские эвапориты; 6 – складчато-надвиговый ороген; 7 – континентальная плита; 8 – направление надвигания орогена; 9 – поднятие и опускание земной коры.

прорезаны каньонами, вершины которых располагались против устьев горных рек. По этим каньонам практически весь обломочный материал, минуя шельф, уходил в глубь бассейна.

В современных разрезах фации предгорного шельфа и верхней части склона сохранились только в перемещенном виде (оползшие глыбы и тектонические блоки).

Отложения дна прогиба, представленные фациями глубоководных конусов с прослоями фоновых образований, имеют наибольшее распространение [14, 16]. В Предуральском внутреннем прогибе зона дна, по-видимому, имела относительно небольшую ширину (десятки километров, может быть, в редких случаях до 100 км) и конусы выноса достигали подножья противоположного

склона. Достоверные отложения ровного дна, обычно выделяемые в широких бассейнах, здесь не встречаются. По Д. Стоу [26], такие бассейны называются “пересыщенными” и характерны для тектонически активных областей. Термин, с моей точки зрения, неудачен, так как речь идет о глубоководных трогах, прогибание которых несмотря на достаточно мощный поток обломочного вещества не компенсируется осадконакоплением.

Западный, пассивный, склон прогиба был значительно более длинным и пологим, чем восточный – предгорный. В его пределах откладывались глинистые и карбонатно-глинистые осадки. Подводнооползневые образования не характерны, в отличие от активного склона, хотя не исключены. К западу этот склон сменялся плоским

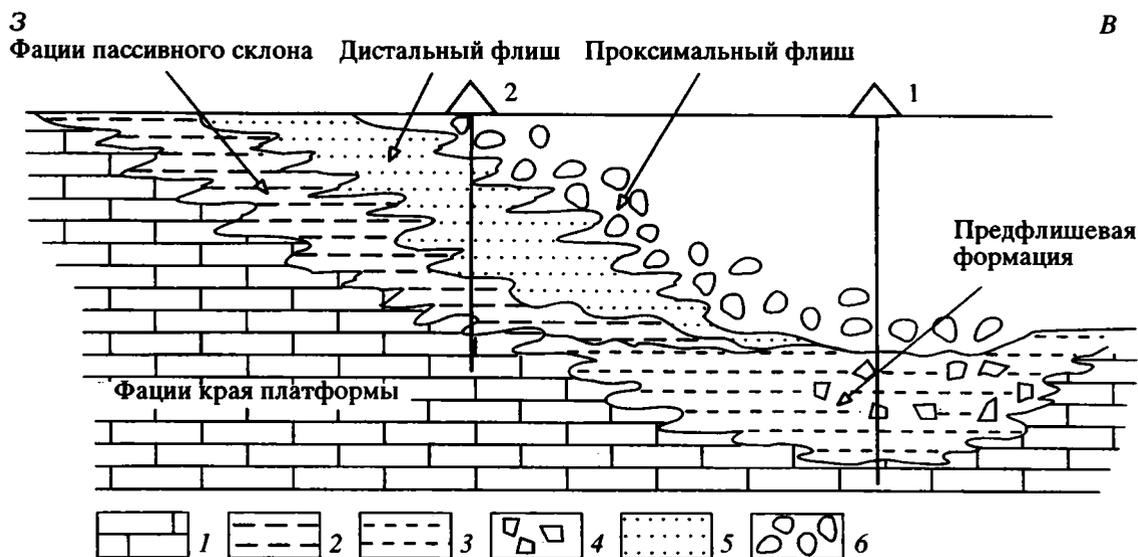


Рис. 4. Идеализованная схема, показывающая взаимное расположение фаций флишевой и предфлишевой формаций, образовавшееся в результате постепенного смещения прогиба на запад.

1 – известняки; 2, 3 – аргиллиты и мергели с прослоями: 2 – известняков, 3 – известняков и кремней; 4 – известняковые брекчии и конгломераты; 5 – песчаники тонко- и мелкозернистые, аргиллиты; 6 – конгломераты, гравелиты, песчаники грубо- и крупнозернистые. Цифры на рисунке: 1 и 2 – условные скважины. Пояснения в тексте.

дном шельфового платформенного моря с карбонатным осадконакоплением. В зоне перегиба дна формировались многочисленные рифовые массивы, по которым принято проводить западную границу Предуральского прогиба.

В результате смещения прогиба на запад глинистые отложения западного склона во многих случаях оказались в разрезе ниже флиша (рис. 4). В таких разрезах их трудно отличить от фаций предфлишевой формации, особенно в скважинах. В качестве критерия могут быть использованы следующие соображения. Отложения узкой предфлишевой (начальной) впадины при углублении и расширении бассейна почти полностью перекрываются проксимальными фациями флиша. Если в разрезе (снизу вверх) наблюдается ряд: мелководные известняки – карбонатно-глинистые породы – проксимальный флиш (см. условную скв. 1 на рис. 4), то речь идет о предфлишевой формации. Если, однако, прослеживается ряд: мелководные известняки – карбонатно-глинистые породы – дистальный флиш – проксимальный флиш (см. условную скв. 2 на рис. 4), то, скорее всего, глинистые породы здесь представлены фациями склона. При смещении прогиба и, следовательно, проградации конуса, фации склона перекрываются сначала отложениями дистальной части этого конуса и только потом проксимальной. Присутствие в разрезе образований предфлишевой формации позволяет определить время заложения прогиба, так как эта формация соответствует начальной стадии его формирования. Но если в современном эрозионном срезе мы

видим налегание флиша на отложения пассивного склона, то можно утверждать, что прогиб более древний, чем данная карбонатно-глинистая толща, и только.

Глубины во внутреннем прогибе, вероятно, были достаточно большими, по крайней мере, многие сотни метров, может быть, и 1–2 км. Прямых критериев нет. Косвенно на большие глубины указывают многочисленные мощные (десятки метров) олистостромы, обширные (до нескольких квадратных километров) олистоплаки, мощные (до 20–30 м) турбидиты и незначительная роль фоновых отложений среди образований гравитационных потоков.

Стадия внешнего прогиба. В конце ранней перми, в кунгуре, наметились существенные изменения в плане строения прогиба (см. рис. 3). Зона наибольшего прогибания сместилась на запад, ближе к западному борту структуры. В восточной части прогиба рельеф стал более сложным, начались поднятия. В глубокой впадине вдоль западного борта формировались эвапориты, в то время как на востоке продолжали откладываться гравититы: турбидиты, местами мощные подводно-оползневые образования. К началу поздней перми флишевая зона (зона внутреннего прогиба) оказалась выведенной выше уровня моря и осадконакопление полностью переместилось в зону внешнего прогиба, где выше эвапоритов аккумуляровалась субконтинентальная моласса. Флиш и моласса в Предуральском прогибе разделены территориально и характеризуются тектоническими деформациями различной интенсивности.

Смещение зоны осадконакопления в сторону платформы, из внутреннего прогиба во внешний, согласуется с данными П. Геллера и др. [44]. По их мнению, с затуханием горообразовательных процессов в пределах орогена, с окончанием коллизии, начинает преобладать размыв. Это приводит к уменьшению нагрузки на пододвинутую под складчатый пояс плиту, и она начинает всплывать. Вместе с плитой поднимается ороген и прилегающая к ним область прогиба. В результате возникает поверхность несогласия, отделяющая отложения ранней (синорогенной) и поздней (посторогенной) фаз эволюции краевого прогиба. Выше несогласия опять накапливаются грубообломочные осадки, но сосредоточенные уже во внешней зоне прогиба. Таким образом, грубообломочные осадки внутренней зоны отражают стадию перемещения надвиговых масс со стороны складчатого орогена, а грубообломочные осадки внешней зоны – прекращение надвигов и размыв аллохтона. В приложении к Уралу ко внешней зоне прогиба (ко внешнему прогибу) относится подднеперско-триасовая моласса, ко внутренней – флиш карбона и ранней перми.

СРАВНЕНИЕ

Бассейны краевых прогибов, сложенные осадочными породами (или бассейны форландов), довольно широко распространены на Земном шаре. Их краткую характеристику можно найти в литературе [10, 19, 23 и др.]. Чаше в краевых прогибах флиш формируется только на ранних стадиях развития, поскольку количество обломочного материала обычно велико по сравнению со скоростью прогибания и турбидитовые конусы быстро замещаются дельтовыми (шири) и мелководно-морскими и континентальными толщами (моласса). Такими являются Предгималайский, Предтель-Атласский в Северной Африке, Предаппалачский, Предараканский, Восточно-Карпатский, Северо-Альпийский прогибы, герцидские прогибы в Средней Европе и др. Несколько более редкими, по-видимому, являются прогибы, в пределах которых глубоководные бассейны существовали в течение всего времени развития их внутренней зоны (внутреннего прогиба). К ним относятся Предуральский, Северо-Аппеннинский, Месопотамский прогибы, Предантлерский прогиб на западе США и некоторые другие.

В Северо-Аппеннинском прогибе фундамент сложен платформенными карбонатами юрского и раннемелового возраста, характер которых указывает на прогрессирующее углубление [41]. Далее выделяется стадия или толща “префлиша”, включающая пелитовые и карбонатно-глинистые отложения со слоистыми кремнями и градационно-слоистыми калькаренидами – прототурбидитами (нижний мел-средний миоцен). Пре-

флиш указывает на продолжающееся углубление моря. Эта толща по составу, строению и характеру залегания очень напоминает предуральскую кремнисто-карбонатно-глинистую толщу, подстилающую флиш. В Северо-Аппеннинском прогибе префлиш перекрывается мощной (4–5 км) толщей турбидитов раннего олигоцена–позднего миоцена. В нижней части это песчаный флиш с мощными олистостромами. На востоке он замещается мелководными мергелями шлировой формации, аналоги которой мы видим и на севере Западного Урала в верхах артинского яруса и низах кунгура.

В Западно-Австрийских Швейцарских Альпах на мелководных известняках апта залегает конденсированная глинисто-карбонатная толща с глауконитом и фосфоритами (апт-альб), которая, в свою очередь, переходит в пелагические карбонаты с турбидитами и другими гравитационными образованиями (верхний альб-сантон). Такая последовательность очень похожа на Предуральский прогиб в районе, например, Башкирского антиклинория.

В каменноугольном прогибе восточнее гор Антлер на западе США флиш подстилается аргиллитами и кремнями, переходящими к востоку в мелководные известняки платформы [45]. На границе орогена и прогиба здесь наблюдается резкий переход от континентальных флювиальных отложений к глубоководным. Но авторы считают очень вероятным, что эти толщи были разделены образованиями узкого шельфа, которые предполагаются и на Урале.

С Предуральским прогибом сопоставляется и герцидский рейнский трог, который от позднего девона до конца ранней перми представлял собой краевой прогиб [46]. В конце позднего девона здесь накапливались маломощные карбонатно-глинистые отложения, сменившиеся в раннем карбоне флишем, который постепенно смещался на северо-запад, на платформу. В намюре флиш сменился (также, как и на севере Урала, через дельтовые конусы) молассой, сероцветной, угленосной, потом красноцветной.

Осадочные бассейны, условия осадконакопления в которых сходны с бассейном Предуральского прогиба, можно найти и в современных морях, там, где переход от континента к океану характеризуется активным тектоническим режимом. Но с оговоркой, что речь идет только об условиях осадконакопления, а не о геодинамической обстановке. Обычно это окраины молодых складчатых сооружений: некоторые районы Средиземного моря (окраины Аппеннинского полуострова, море Альборан между Северной Африкой и Иберийским полуостровом, южное побережье Турции, побережье Французских Альп), Кавказское побережье Черного моря и др. А.И. Конюхов [9]

юдобные зоны перехода относят к особому, сре-диземноморскому, типу. Для них характерны ска-листое побережье с небольшими бухтами и зали-зами, узкий шельф, относительно крутой матери-ковский склон с многочисленными каньонами и мощные конусы выноса у его подножья. В.В. Юдин [39] предлагает в качестве современного аналога Предуральского прогиба в карбоне (в смысле по-ложения в геодинамической системе) Тиморский прогиб (Тиморское море), расположенный на се-верной окраине Австралийского континента пе-ред фронтом аккреционной призмы, представ-ленной Малыми Зондскими островами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной орогенной формацией в Предураль-ском прогибе является флиш, отложения которо-го охватывают возрастной интервал от конца раннего карбона до ранней перми включительно. К молассовой формации относятся только верх-непермские и частично триасовые отложения. Шлировая формация не характерна для Западно-го Урала, хотя и встречается. На большей части территории согласное залегание флиша и молас-сы кажущееся, эти формации разделены терри-ториально. Лишь на севере Урала флиш переход-ит в молассу постепенно, через шлировую фор-мацию.

В истории развития Предуральского прогиба выделяются три стадии: начальная (представлена предфлишевой формацией), внутреннего проги-ба (представлена флишевой формацией) и внеш-него прогиба (представлена формациями мор-ских эвапоритов и молассовой). Стадии развития прогиба соответствуют тектонической активнос-ти в орогенной области, сопоставляются со степе-нью развития коллизионного процесса.

Заложение прогиба происходило в разных ча-стях Урала в разное время, начиная с конца ран-него карбона. Внутренний прогиб сформирова-лся окончательно к артинскому веку, внешний – заложился в кунгуре и достиг наибольшего разви-тия в поздней перми.

При смещении прогиба на запад перед фрон-том орогена в каждом отдельном участке и ин-тервале времени происходило передвижение не всей структуры в целом, а только отдельных ее элементов. Смещение было неравномерным как по латерали, так и по простиранию.

Обломочный материал, слагающий флише-вую формацию краевого прогиба, в течение сред-него карбона–ранней перми практически не перет-лагался. Отсюда следует, что высказываемое некоторыми исследователями мнение о том, что прогиб образовался далеко на востоке и в виде волны передвигался на запад, ошибочно.

Карбонатный обломочный материал сносился в прогиб главным образом со стороны Урала. Роль платформы как источника этого вещества незначительна.

Предлагаемая модель развития Предуральско-го прогиба предполагает новый подход к прогно-зу некоторых полезных ископаемых, особенно связанных с внутренним прогибом, с флишевой и предфлишевой формациями. Речь идет, в первую очередь, о фосфоритах, марганцевых рудах, рос-сыпях и, в какой-то степени, углеводородов. Фос-фориты приурочены главным образом к пред-флишевой формации. Их формирование, вероят-но, связано со своеобразным проявлением апвеллинга. Фосфориты встречаются также в ви-де линз и гнезд в пределах рифовой формации. Марганцевые рудопроявления известны как сре-ди отложений предфлишевой, так и флишевой формаций. В первом случае это карбонатные руды, известные на севере Урала, во втором – окисные (преимущественно тодорокит). На протяжении уже многих лет время от времени в поле развития ка-менноугольно-нижнепермских обломочных от-ложений возобновляются попытки обнаружить рассыпные месторождения. В свете новых дан-ных отрицательный результат этих поисков вполне закономерен.

Во многих районах Земного шара отложения глубоководных конусов являются важными ре-зервуарами нефти и газа. По-видимому, возмож-ность обнаружения подобных коллекторов в пре-делах Предуральского прогиба отнюдь не исчер-пана. Тем более, что некоторые из слагающих его толщ могут рассматриваться в качестве неф-тематеринских.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
2. Богданов А.А. Некоторые замечания о краевых прогибах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1955. № 8. С. 117–124.
3. Голубева З.В., Шлезингер А.Е., Янишин А.Л. Струк-турное положение депрессионных глубоководных фаций верхнего карбона и низов перми Южной Приуралья // Геотектоника. 1978. № 6. С. 36–43.
4. Даргевич В.А. Об источниках обломочного мате-риала и о былом распространении верхнепалео-зойских отложений на Урале // Докл. АН СССР. 1958. Т.121. № 1. С. 137–140.
5. Даргевич В.А., Якобсон К.Э. Анализ вещественно-го состава и фаций верхнепалеозойских терриген-ных толщ в связи с геологической историей Баш-кирского Урала // Геология и полезные ископае-мые Урала и Тургая. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 57–71.

6. *Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
7. *Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 184 с.
8. *Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинали на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 167 с.
9. *Конюхов А.И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
10. *Королюк И.К., Крылов Н.А., Куренков Н.Т., Меламуд Е.Л.* Структурные и формационные особенности краевых прогибов и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. 208 с.
11. *Королюк И.К., Шекотова И.А., Меламуд Е.Л., Сидоров А.Д.* Формации и тектоника Южного Приуралья // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983. С. 81–91.
12. *Мизенс Г.А.* Петрография и минералогия нижнепермских песчаников западного склона Среднего Урала: Препринт. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1980. 60 с.
13. *Мизенс Г.А.* Конгломераты карбона и нижней перми Предуральского прогиба, Препринт. Свердловск, Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1988. 58 с.
14. *Мизенс Г.А.* Условия образования верхнепалеозойского терригенного комплекса Западного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 133–141.
15. *Мизенс Г.А.* Фации позднепалеозойских глубоководных конусов выноса из западном борту Предуральского прогиба // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1993. Вып. 68. № 2. С. 60–71.
16. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойская флишевая формация Западного Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1995. 37 с.
17. *Мизенс Г.А.* О верхнепалеозойских осадочных формациях Западного Урала // Ежегодник-1994 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1995а. С. 44–47.
18. *Мизенс Г.А.* Роль карбонатных обломочных пород в палеогеографических и палеотектонических реконструкциях Предуралья в позднем палеозое // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 2. С. 234–235.
19. *Митчелл А.Х.Г., Реддинг Х.Г.* Осадконакопление и тектоника // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 2. С. 227–283.
20. *Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Л. -М.: Гостоптехиздат, 1950. 126 с.
21. *Пучков В.Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
22. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
23. *Пушаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 154 с.
24. *Руженцев В.Е.* Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 1. С. 101–120.
25. *Смирнов Г.А.* Материалы к палеогеографии Урала. Средний карбон: Сборник по вопросам стратиграфии № 2. Свердловск, 1953. С. 3–33. (Тр. Горно-геологического ин-та УрАн СССР; Вып. 22.)
26. *Стоуд Д.* Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 2. С. 141–194.
27. *Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* М.: Наука, 1986. 247 с.
28. *Фролов В.Т.* флишевая формация – уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 16–32.
29. *Фролов В.Т.* Молассовые формации: современное понимание // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 4. С. 3–12.
30. *Фролов В.Т.* Шлир – самостоятельный формационный тип // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 109–122.
31. *Хабаров А.В.* Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности // Литологический сборник ВНИГРИ. № 1. Л. -М.: Гостоптехиздат, 1948. С. 66–85.
32. *Хворова И.В.* Батиальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. № 9. С. 939–941.
33. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
34. *Хоментовский В.В.* К истории развития антиклинория Яман-Тау // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27. Вып. 1. С. 28–52.
35. *Чувашов Б.И.* Верхнепалеозойские терригенные отложения Среднего и Южного Урала (стратиграфия и геологическая история): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1979. 56 с.
36. *Чувашов Б.И.* Верхний карбон Урала: Препринт. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1985. 75 с.
37. *Чувашов Б.И., Черных В.В.* Каменноугольно-нижнепермские отложения северной части Бельской впадины // Ежегодник-1992 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 8–18.
38. *Шекотова И.А.* Карбонатные формации Южного Приуралья. М.: Наука, 1990. 112 с.
39. *Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ “Наука”, 1994. 285 с.
40. *Юдин В.В., Черных В.А.* Терригенные отложения карбона в малопечорской зоне Северного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 6. С. 91–95.

41. *Bortolotti V., Passerini P., Sagri M., Sestini G.* The miogeosynclinal sequences. Development of the Northern Apennines Geosyncline // *Sed. Geol.* 1970. V. 4. № 3/4. P. 341–444.
42. *Dickinson W.R., Suczek C.A.* Plate tectonics and sandstone compositions // *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 1979. V. 63. № 12. P. 2164–2182.
43. *Diem B.* Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschwiz) und der Ammer (Oberbayern) // *Eclog. geol. helv.* 1986. 79. № 2. S. 493–559.
44. *Heller P.L., Angevine C.L., Winslow N.S.* Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences // *Geology.* 1988. V. 16. № 6. P. 501–504.
45. *Nelson C.H., Nilsen T.H.* Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. Tulsa, Oklahoma: SEPM, 1984. 404 p.
46. *Paech H.-J.* Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mitteleuropas // *Veroff. Zentralinst. Phys. Erde.* 1973. № 14. B. 2. S. 353–372.

Рецензенты: А.С. Перфильев, С.В. Руженцев

On the Stages of Formation of the Uralian Foredeep

G. A. Mizens

*Zavaritskii institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences,
Pochtovyi per. 7, Yekaterinburg, Russia*

The Uralian foredeep formed during a collision of the Euramerican continent with a system of continents and microcontinents to the east. On the basis of facies analysis and paleotectonic interpretation of its terrigenous fill, it has been proved that different parts of the foredeep originated at different times. The basins of the foredeep first appeared as early as Early Carboniferous, and it became a single structure only by the Artinskian. Three stages, the initial, that of internal foredeep, that of and external foredeep, were needed for the Uralian Foredeep to complete its formation. Each is associated with an interaction of the passive continental margin with the overthrusting orogen front. A protoflysch rock association is indicative of the initial stage; flysch formation, of the internal foredeep stage; and molasse and marine evaporite associations, of the external foredeep stage. The molasse (Late Permian to Triassic) and flysch (Middle Carboniferous to Early Permian) occur in different areas. A schlieren formation is subordinate in the Uralian foredeep. The sequence of associations of the foredeep includes a carbonate shelf and a reef associations that bound the foredeep on the west. Carbonate clastics, which are prominent in some places, along with polymictic material, were transported to the foredeep from the Urals. Their formation is associated with the external zone of a piedmont shelf. The role of the East European craton as a carbonate-material source was insignificant. It has been proved that a shelf sea with carbonate sedimentation existed in the western part of the present-day Bashkir anticlinorium in the Carboniferous and early Permian. Deep-sea basins in the southern Urals joined the Ufa Amphitheater only in mid–Early Permian. The sedimentary environments and paleotectonics of the Uralian foredeep are compared with those of other similar basins.

УДК 551.263.2(234.85)

ОЛИСТОСТРОМЫ В СТРУКТУРЕ УРАЛИД

© 1997 г. Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Поступила в редакцию 03.09.96 г.

Впервые для Урала дана характеристика коллизионных процессов, увязанная с эпохами олистостромообразования. Формирование олистостромов коррелируется с геодинамическими режимами, определяющими состав и строение микститовых толщ.

Тектоно-гравитационные олистостромы (хаотические песчано-глибовые полимиктовые отложения гигантских оползней) считаются индикаторами для эпох интенсивного надвигообразования. Как было показано на примере Альпийско-Гималайского пояса [15, 29, 40], тектонические движения, приведшие к образованию олистостромов, проявлялись в узкие интервалы времени, но захватывали значительные территории. Опыт геодинамических реконструкций на площади внутриконтинентальных орогенов позволил установить, что тектонические движения такого рода отвечают эпохам сближения и коллизий континентальных плит разного масштаба: островных дуг, микроконтинентов, континентов [3, 4, 9]. Эпохи коллизий островная дуга–островная дуга, островная дуга–континент и т.п. в геологическом масштабе времени были сравнительно краткими, но именно они формировали структурный план протяженных аккреционных поясов, возникших на месте активных палеоокраин вдоль конвергентных границ плит. Диагностика олистостромовых комплексов и их датировка геологическими и фаунистическими методами позволяют получить достаточно надежные литологические реперы подобных тектонических событий.

Палеогеодинамические реконструкции, выполненные в ряде опорных районов Урала, позволили выявить несколько тектонически напряженных эпох в его истории, связанных с коллизионными событиями [11, 17, 25, 36, 39]. В пределах восточной активной палеоокраины Урала такими событиями были: коллизия зрелой силурийской палеодуги с фронтальными и тыловыми микроконтинентами (лохков–прагиен), коллизия зрелой девонской палеодуги с восточной аккреционной континентальной окраиной (турне–ранний визе), надвигание восточного континента на палеоостроводужную область с формированием краевого вулканоплутонического пояса и Предуральского прогиба (начиная с серпухова) и гиперколлизия, столкновение противостоящих Восточно-Европейского и Казахстано-Тяньшаньского

континентов (пермь–триас). Как будет показано ниже, известные и новые данные о времени образования олистостромов на Урале хорошо увязываются с указанными эпохами, что позволяет предполагать наличие связи между коллизионной тектоникой и формированием крупных оползневых структур.

**СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ
ОЛИСТОСТРОМЫ УРАЛА**

Олистостромовые комплексы установлены как на западном склоне Урала, где они описаны в составе флишевой формации C_1s-C_2 и в пермской молассе [17, 18], так и на восточном склоне, где известно несколько эпох олистостромообразования.

Самые ранние олистостромы эмс-раннеэйфельского возраста описаны в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах Южного Урала С.В. Руженцевым, И.В. Хворовой, В.Г. Кориневским, А.С. Гиниятуллиним [5, 11, 24]. Отложения олистостромов прослежены на расстоянии около 400 км от верховьев р. Шанды на юге до широты пос. Миндяк на севере (рис. 1). По нашим и данным [34], тектоно-гравитационные микститы этого же возраста установлены на Северном и Приполярном Урале, где они образуют линейную цепочку выходов, протянувшуюся от пос. Старая Ляля на юге через Северо-Уральский бокситоносный район до пос. Саранпауль на севере, т.е. на расстоянии более 600 км. И на севере, и на юге Урала эти отложения содержат олистолиты известняков в возрастном диапазоне от венлока до раннего эйфеля, но вулканомиктовый материал в них различен.

В Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах в составе олистостромов преобладают продукты разрушения офиолитов: спилиты, диабазы, габбро-диабазы, силурийские и раннедевонские фтаниты и кремни, редко – кислые эффузивы, т.е. образования океанические или юной островной дуги. На Северном и Приполярном Урале вулканокластик в олистостромах представлена калиевыми известково-щелочными базальтоидами

именновского комплекса (S_2ld) и шшонитами туринской серии (S_2p-D_1l), т.е. эффузивами тылового склона зрелой силурийской палеодуги. Обломки габбро, серпентинитов, диабазов, кремней, яшмоидов присутствуют как редкая экзотическая примесь.

В Западно-Магнитогорской зоне вдоль восточного края Ирэндыйского хребта (эйфельской юной палеодуги) выявлены фран-фаменские оли-

стостромы [10, 27, 32], прослеженные на расстоянии около 350 км. С юга на север – это гадилевская толща, биягодинский и верхнеуральский олистостромы (у пос. Вятский и дер. Москва). В олистолитах они содержат известняки эйфельского, живетского и франского возраста, французские силициты и вулканомиктовый обломочный материал. На юге в гадилевской толще преобладают обломки и глыбы порфировых малокальцевых базальтов, аналогичных ирендыкским (D_{2ef}), и липарито-дацитов карамалыташского толейтового комплекса (D_{2gv_1}). Севернее, в районе хребта Биягода и пос. Вятский, в олистолитах и матрице присутствуют преимущественно калиевые известково-щелочные базальты, аналогичные колтубанским (D_{2f}), а также кремнекислые эффузивы, андезиты и туффиты улутауского комплекса (D_{2gv_2}), т.е. вулканы юной и развитой девонской палеодуги. Олистостромы залегают на фаменских граувакках или франских силицитах и местами перекрыты надвиговыми пластинами позднеживетских тонкослоистых тейфротурбидитов улутауского комплекса [10, 31]. Формирование их совпадало по времени с эпохой накопления флишевой зилаирской формации, а в оползнь вовлекались образования юной Ирэндыйской и развитой Восточно-Магнитогорской палеодуг.

На востоке Магнитогорской мегазоны олистостромы ранее не описывались, они впервые выявлены нами в бассейне р. Курасан при составлении геодинамической карты Магнитогорской площади (1993–1995 гг.). В ходе этих работ установлена олистостромовая природа и позднепалеозойский возраст глыбово-песчанистой обломочной толщи, слагающей значительную часть Шелудивых гор в 4–5 км западнее пос. Сухтелинский (рис. 2);

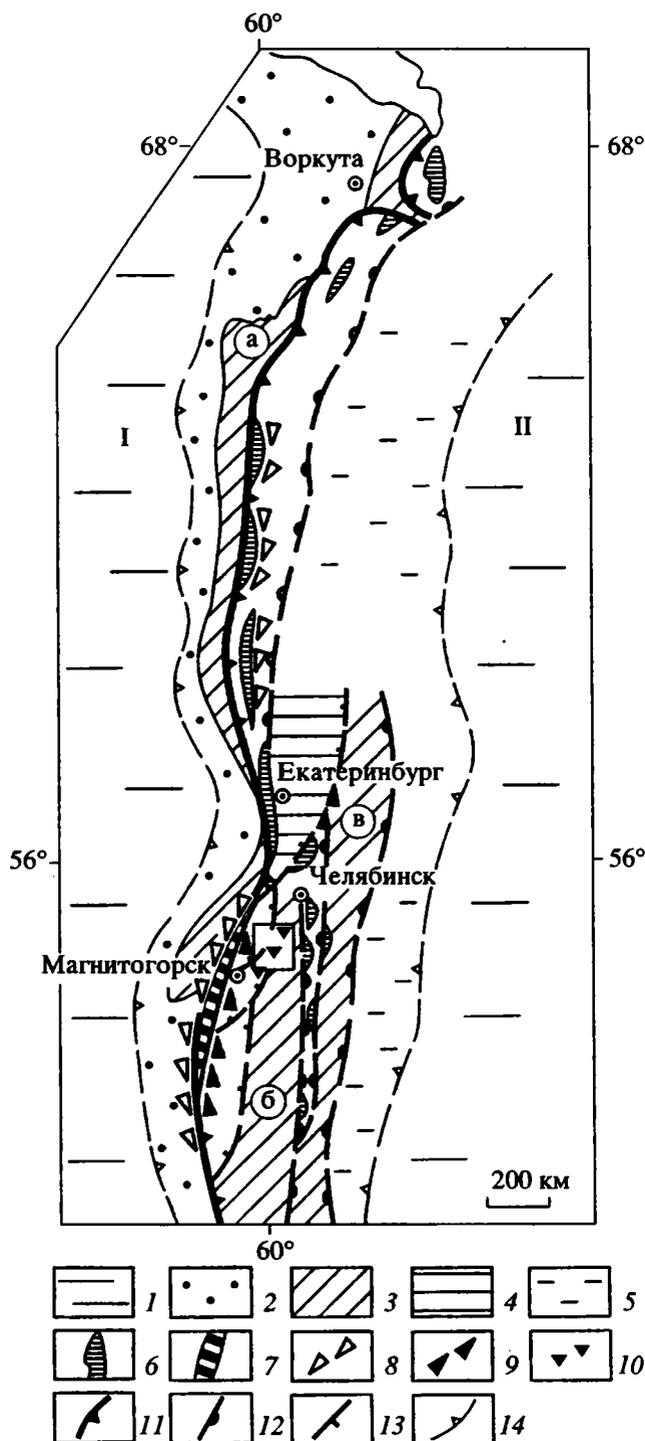


Рис. 1. Схема расположения олистостромов в структуре Уральского складчатого пояса.

1 – Восточно-Европейская допалеозойская (I) и Казахстано-Тяньшаньская раннекаледонская (II) континентальные плиты [38]; 2 – осадочные комплексы пассивной окраины палеозойского океана и Предуралья прогиба; 3 – микроконтиненты: Центральноуральский во фронтальной аккреционной структуре западного склона (а), Восточно-Уральский (б) и Зауральский (в) среди магматических и осадочных комплексов активной окраины [31]; 4 – Восточно-Уральский микроконтинент под аллохтонами девонских островодужных комплексов; 5 – раздробленный край казахстанид под отложениями краевого вулканоплутонического пояса (C_{1-2}); 6 – наиболее крупные территории зрелой силурийской палеодуги (ирендыкский комплекс, D_{2ef_1}); 7 – реликты барьерной зоны юной девонской островной палеодуги (ирендыкский комплекс, D_{2ef_1}); 8–10 – пояса олистостромов: 8 – раннедевонский, 9 – фран-фаменский, 10 – поздневиетский; 11 – Главная уральская сutura; зона сочленения активной и пассивной палеоокраин; 12, 13 – сутурные зоны раннедевонской (12) и поздневиетской (13) островной палеодуги с микроконтинентами; 14 – границы Уральского складчатого пояса. Оконтурена площадь, показанная на рис. 2.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ОЛИСТОСТРОМ
ШЕЛУДИВЫХ ГОР

Шелудивые горы расположены на границе палеоостроводужного (Магнитогорского) и континентального (Восточно-Уральского) секторов активной восточной палеоокраины Урала. Слагающие их породы являются частью полукольцевой Сухтелинской структуры, расположенной на пологом западном склоне микроконтинента. Вулканогенные образования этого района изучались В.А. Коротеевым, Э.В. Шалагиновым, В.В. Бабкиным, Б.Л. и Л.Я. Кабановыми [7, 13, 14, 23] и рассматривались ими как пример магматической деятельности в прогибах континентального блока, в результате которой образовался разрез с нормальной стратиграфической последовательностью отложений. В Шелудивых горах выделены две толщи, разделенные угловым несогласием. Для нижней кремнисто-туффитовой (D_{2ef-gv_1}) отмечены сложные дислокации и нередкое тектоническое сдвигание разрезов [7]. К верхней вулканогенной толще отнесены туфы и лавы субщелочных базальтов, а также их тефроиды с обломками кремней, рассматриваемые как продукты глубоководных мутьевых потоков [14].

Наши наблюдения показали, что Сухтелинская структура представляет собой аллохтонный пакет тектонических пластин, сложенных субокеаническими толеитами (D_{2gv_1}), близкими к N-MORB типу, тонкослоистыми тефроидами ултауского комплекса (D_{2gv_2}), калиевыми субщелочными базальтами ($D_{3fm}?$), редко – порфирированными титанистыми монцогаббро-диоритами, аналогичными визейским, слагающим Кассельский и Магнитогорский массивы центральной части Магнитогорской мегазоны. Осадочные породы в пакете сравнительно редки и представлены пластинами живецких известняков, чешуями аркозовых песчаников и трахидацитовых туффитов средневизейского возраста [25, 30]. Общее падение пластин пологое западное и северо-западное [16]. Аллохтон подстилается серпентинитовым меланжем Арсинского и более мелких альпинотипных гипербазитовых массивов. Проведенный геодинамический анализ показал, что в тектоническом пакете сгружены комплексы задугового спредингового моря (толеиты, гипербазиты), тылового склона зрелой островной палеодуги (тефротурбидиты, известково-щелочных и субщелочных базальтоидов) и осадочного чехла микроконтинента (аркозы, кремни, известняки).

В Шелудивых горах (в западной самой мощной части Сухтелинского аллохтона) установлено несколько кливажированных тектонических пластин, оконтуренных blastомилонитами, парасланцами и серпентинами. Судя по ориентировке кливажных плоскостей, выполаживающихся в основании восточного склона гор до 15° – 20° , пла-

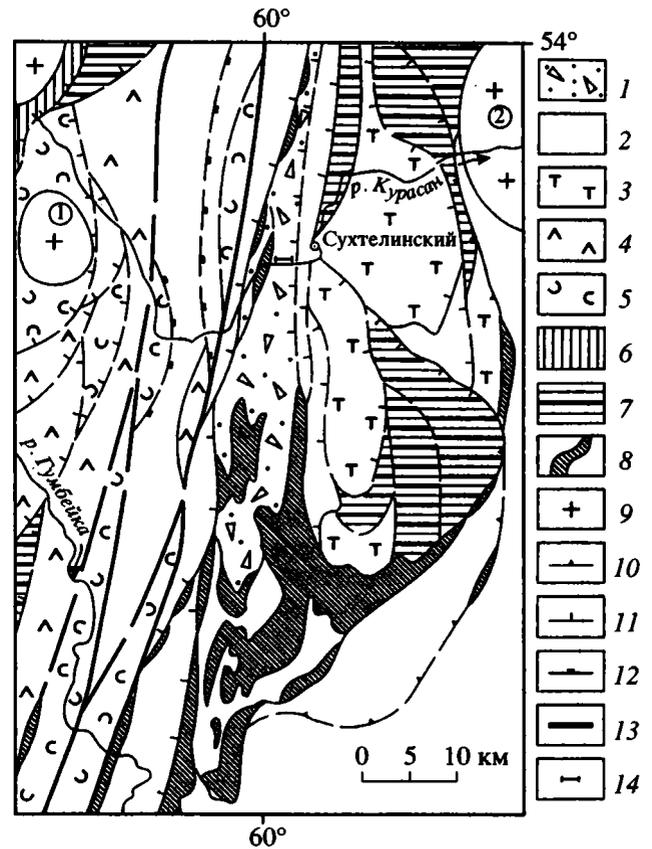


Рис. 2. Схема геологического строения Сухтелинского аллохтона и позиция олистострома Шелудивых гор (на основе геологической карты Урала масштаба 1 : 500000 под редакцией И.Д. Соболева, 1979 г., с изменениями; см. рис. 1).

1 – олистостромовый комплекс Шелудивых гор; 2 – аркозовые сланцы, известняки (осадочный чехол микроконтинента) и трахидацитовые туфы, C_{1v_2} ; 3 – абсарокит-шошонитовая формация тыловой зоны зрелой островной палеодуги, D_{3fm} ; 4 – базальт-андезибазальтовая формация барьерной зоны развитой островной палеодуги, D_{3f} ; 5 – базальт-андезито-дацитовая формация барьерной зоны юной островной палеодуги, D_{2gv_2} ; 6, 7 – натриевые толеиты краевого моря; 6 – островодужные (карамалыташский комплекс), D_{2gv_1} , 7 – субокеанические (брауловский, буранный и сухтелинский комплексы), D_{2gv_1} ; 8 – серпентинизированные альпинотипные гипербазиты Арсинского массива и серпентинитовый меланж; 9 – гранитоидные массивы; 10 – граница Сухтелинского аллохтона; 11, 12 – взбросо-надвиги вергентности: 11 – юго-восточной (средневизейский этап коллизии), 12 – западной (среднекаменноугольный этап обдукции восточного континента); 13 – субвертикальные сбросо-сдвиги Кацбахской сутуры гиперколлизийного этапа (P-T); 14 – положение разреза, показанного на рис. 3. Цифры в кружках – массивы: 1 – Краснинский габбро-гранодиоритовый, 2 – Степнинский гранит-граносиенитовый.

тины являются частью пологопадающего шарьяжа (дуплекса) восточной вергентности (рис. 3). В основании пакета залегают тонко кливажированные пирокластолиты субщелочных базальтоидов, надвинутые на породы осадочного чехла

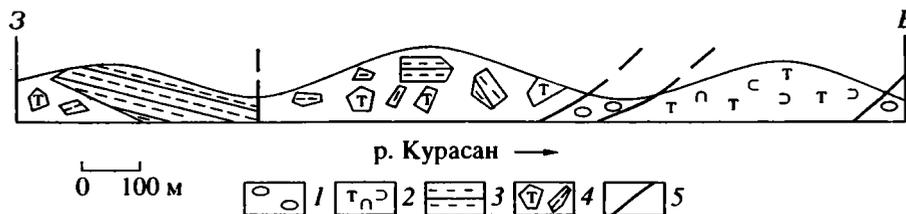


Рис. 3. Схематический геологический разрез Шелудивых гор в ущелье р. Курасан (см. рис. 2).

1 – аркозовые метапесчаники, кварцито-сланцы, C_1v_2 ; 2 – туфы абсарокит-шошонитовой формации, D_3fm ; 3 – кремнисто-глинистые пелиты, D_3f (олистолит); 4 – олистостром; 5 – главные разрывные нарушения.

Восточно-Уральского микроконтинента, представленные бугристо-сланцеватыми аркозовыми метапесчаниками и кварцито-сланцами средневизейского возраста [30, 33]. На туфах залегают тефро-турбидитовые отложения абсарокит-шошонитовой формации, которые перекрыты мощным олистостромом. Олистостромовая толща характеризуется отсутствием сортировки в полимиктовом обломочном матриксе и присутствием в ней обломков и глыб пород (олистолитов), чуждых бассейну седиментации.

В существующих описаниях олистостромов Урала и других регионов основное внимание уделено их литологической характеристике и фаунистическим датировкам. Петрология вулканического материала олистолитов и матрикса, как правило, не рассматривалась. Однако для современных геодинамических реконструкций недостаточно простого отнесения пород к базальту, габбро и т.п., так как без геохимической характеристики магматитов невозможно судить о палеотектонической позиции источника обломочного материала (юная, развитая, зрелая островная луга; океанические или задуговые рифты и т.п.). Поэтому, характеризуя олистостром Шелудивых гор, мы считали необходимо привести петролого-геохимические данные о вулканическом материале олистолитов.

В олистостроме и в подстилающей пирокластике преобладающими являются вулканыты шошонит-абсарокитовой серии. Шошониты обычно обладают сериально-порфиновой структурой и на 10–40% состоят из порфириновых кристаллов и плагиоклаза, присутствующих примерно в равных количествах. Абсарокиты чаще редкопорфириновые до афировых, с пироксенофировым или оливин-пироксеновым составом порфириновой фазы. Клинопироксен свежий и по составу принадлежит к группе субкальциевых авгитов [7], а оливин псевдоморфно замещен хлоритом и боулинцитом. В основной массе эффузивов, имеющей микролитовую или вариолитовую структуру, постоянно присутствует обильный апатит, но очень мало магнетита и лейкокосена, что находит подтверждение в химическом составе пород (таблица). Это типичные вулканыты калиевой низкотитанистой субщелочной серии с повышенным содержанием P_2O_5 , Rb, Sr, Y и легких РЗЭ, индикаторные для

надсубдукционных обстановок зрелых островных дуг [1]. В Магнитогорской мегазоне подобные базальтоиды известны в составе верхнеуральского интрузивно-вулканического комплекса и в эктрузивно-туфовой толще окрестностей пос. Ждановский (бассейн р. Большой Караганки) и фаунистически датированы фаменом [26]. На более ранних этапах эволюции Восточно-Магнитогорской палеодуги (в живете и фране) они неизвестны. Это позволяет предположить, что возраст субщелочных калиевых вулканытов Сухтелинской структуры также является фаменским.

Шелудивые горы состоят из трех кулисно расположенных гряд холмов: южной, средней (Ущельские горы и массив г. Мысовой) и северной (левобережье долины р. Курасан). В южной части гор, в 15–20 км к югу от широтного отрезка долины р. Курасан, олистостром перекрывает отложения абсарокит-шошонитовой серии, представленной нечетко слоистыми тефроидами, реже – крупнообломочными туфами, образующими несколько туфо-тефроидных ритмов мощностью 50–100 м каждый. Гравелитовые тефроиды преобладают в нижней части склонов, а песчанитые – в верхней. Падение пород восточное на западном склоне хребта (аз. пад. 70° – 110°), угол 40° – 65°) и западное – на восточном (аз. пад. 270° , угол 50°), т.е. хребет представляет собой синформу. Кливажированные несортированные глыбово-песчанитые отложения олистострома залегают в вершинной части хребта на тонкослоистых тефроидах абсарокит-шошонитового состава. Матрикс олистострома представлен песчанитым кластическим материалом, где преобладают стекловатые, шлаковидные пироксеновые абсарокиты. Заключенные в матриксе глыбы и плитчатые обломки имеют размеры от 1 см до нескольких метров и сложены пелитами, радиоляритами и слоистыми тефротурбидитами.

Ущельские горы в участке, расположенном непосредственно к югу от долины р. Курасан, полностью сложены олистостромом, матрикс которого представлен полимиктовыми неслоистыми туфопесчаниками с редкими быстро выклинивающимися и маломощными слоями туфоаргиллитов западного падения (аз. пад. 260° , угол 45°).

Химический состав эффузивов абсарокит-шошонитовой формации

№ пробы	A = 106	A = 93	A = 94	A = 98	A = 107	K = 273	K = 274	K = 266	A = 86	A = 85
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48.06	48.55	49.08	49.34	49.85	51.94	52.52	54.64	55.31	58.61
TiO ₂	0.92	0.65	0.60	0.87	0.82	0.52	0.83	0.74	1.03	1.08
Al ₂ O ₃	13.44	12.90	13.71	13.19	12.81	14.21	15.59	14.23	14.92	16.64
FeO _{общ}	12.58	9.97	6.96	13.39	12.01	8.86	10.21	9.85	9.79	6.03
MnO	0.19	0.17	0.15	0.21	0.18	0.14	0.16	0.16	0.12	0.08
MgO	6.34	5.54	3.72	6.69	7.09	9.01	5.84	5.18	4.17	1.45
CaO	9.92	11.12	12.13	6.43	10.46	7.01	6.49	7.51	6.19	3.65
Na ₂ O	2.20	2.05	2.92	2.05	2.18	2.50	3.07	3.07	3.08	8.81
K ₂ O	2.38	3.78	4.26	3.99	1.86	2.54	3.12	2.86	3.33	1.77
P ₂ O ₅	0.40	0.44	0.39	0.33	0.37	0.03	0.07	0.09	0.32	0.32
П.п.п.	2.55	4.66	5.85	2.86	1.97	3.25	2.32	2.10	1.75	0.73
Сумма	98.98	99.83	99.73	99.35	99.60	100.01	100.22	100.43	100.01	99.17
Rb	47	98	115	67	43	86	109	94	89	30
Sr	616	362	268	234	742	233	374	287	402	234
V	190	140	110	180	170	355	209	251	160	140
Cr	214	288	129	162	220	257	486	81	355	234
Ni	50	44	24	45	—	65	123	45	57	—
Co	37	32	15	32	—	35	29	21	23	—
Zr	95	43	49	39	—	40	41	35	112	—
Y	45	31	28	27	—	17	140	14	36	—
Yb	Не опр.	0.88	Не опр.	Не опр.	1.5	Не опр.				
La	»	»	»	»	»	9.8	»	»	14.8	»
Ce	»	»	»	»	»	24.8	»	»	15	»

Примечание. Окислы — в %, малые элементы — в г/т. 1, 5 — агломератовые туфы плагиоклаз-пироксеновых абсарокитов, восточный склон главной вершины г. Шелудивой; 2, 3 — глыбы плагиоклаз-пироксеновых абсарокитов в олистостроме, северная часть Шелудивых гор; 4 — грубообломочный туф двупироксенового абсарокита (олистолит), широтный отрезок ущелья р. Курасан, левый берег; 6, 7 — бомбовые туфы плагиоклаз-двупироксеновых шошонитов, южный хребет Шелудивых гор; 8 — агломератовый туф плагиоклаз-двупироксенового банакита, в 700 м восточнее северной окраины пос. Сухтелинский; 10 — агглютинат пироксен-плагиоклазового латита, там же.

В обломочном материале преобладают пироксеновые абсарокиты, кристаллокласты клинопироксена, обломки пемзовидной и микролитовой основной массы хлоритизированных базальтоидов; реже присутствуют угловатые осколки свежего вулканического стекла с клинопироксеновыми микровкрапленниками и кристаллитами плагиоклаза и основной массы микролитовых дацитов. В песчанистом материале (размер зерен 1–4 мм) наблюдаются глыбы пироксеновых абсарокитов размером до 50–70 см и плитчатые обломки, блоки тонкослоистых кремнисто-глинистых сланцев (пелитов) с послойными скоплениями радиолярий. Пелиты сложены тонкозернистым и криптокристаллическим агрегатом пумпеллиита, хлорита, цоизита, карбоната и кремнезема, на фоне которого выделяются сноповидные сростки, розетки игольчатого актинолита с кристаллами до 0.2 мм в длину.

В южной части Ущельских гор, на горе Мысовой, полимиктовый кластический материал олистострома имеет глыбово-гравелитовую размерность и еще более пестрый состав. В гравелитовом матриксе присутствуют, кроме перечисленных выше пород, многочисленные обломки известняков живецкого возраста [33], литокласты роговообманково-биотит-пироксеновых латитов с порфириновидным апатитом, шошонитов и биотит-пироксеновых ортоклазсодержащих монцогаббродиоритов. Глыбы размером до 10 м сложены агглютинатами полифириновых плагиоклаз-пироксеновых шошонитов, афировыми абсарокитами, а также слоистыми серыми пелитами, аналогичными выше описанным.

К северу от широтного отрезка долины р. Курасан (см. рис. 3) холмы восточного склона Шелудивых гор сложены околосерловыми агглютинатами и лавами миндалекаменных абсарокитов

со шпировидными и полосчатыми скоплениями интрателлурических кристаллов авгита размером до 1 см. Породы неравномерно кливажированы. Полосы грубо- и тонкоплитчатого кливажа чередуются с зонами милонитизации, падающими на запад (аз. пад. 252° , угол $45^\circ\text{--}70^\circ$). Подстилающими для катаклазированных базальтоидов являются черные кварцито-сланцы и углистые филлиты (C_{1V_2}) с мощными жилами молочно-белого кварца, а перекрывающими – тектонический клипш тонкослойных туфопесчаников и туфоаргиллитов, полого падающих на запад (аз. пад. 275° , угол $15^\circ\text{--}18^\circ$). В низине, разделяющей восточные холмы и центральный увал, прерывистой цепочкой прослеживаются тектонические чешуи узловатых парасланцев карбонатно-кварц-полевошпатового (аркозового) состава, видимая мощность которых достигает 30 м. Их наличие во внешне однородной последовательности субшелочных пирокластолитов свидетельствует о тектоническом торшении осадочного континентального чехла, подстилающего микститы.

На восточном склоне центральной гряды северной части Шелудивых гор в основании олистострома залегают ритмичнослойные тефротурбидиты абсарокит-шошонитовой серии, слагающие пластину мощностью 250–300 м. Преобладают туфоалеврито-песчанистые разности с редкими маломощными слоями розовых пелитов в верхней части ритмов, круто падающие на северо-запад (аз. пад. 300° , угол $70^\circ\text{--}75^\circ$). Вершинная часть гряды и весь западный склон сложены олистостромовым комплексом, состоящим из несортированных полимиктовых песчаников и гравелитов, среди которых наблюдаются скопления глыб, плитчатых обломков и блоков светло-серых слоистых пелитов размером от 1–3 см до 20–50 м. В грубопесчанистом матриксе цемент контактный, хлорит-нонтронитовый или карбонатный. Слоистость обычно отсутствует, изредка видна скорлуповато-эллиптическая отдельность, свойственная чаще образованиям мутьевых потоков. Обломочный материал полуокатан, иногда выделяются скопления тонкообломочных гиалокластитов, сложенные рогульчатыми осколками вспененного пемзовидного стекла, в том числе и свежего, с микровкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена и нонтронитизированного оливина. В составе вулканического материала преобладают пироксеновые обломки плагиофириновых дацитов и андезидацитов микропойкилитовой структуры, кристаллокласты бурой роговой обманки, магнетита, апатита, альбита, обломки актинолитизированных диабазов, фельзита, магнетитовых пироксенитов и гранодиорит-порфиров.

Плитчатые олистолиты известково-кремнистых, глинисто-кремнистых пелитов и радиоляритов особенно многочисленны в вершинной части увала, где они, судя по ориентировке их слоистости, образуют хаотичные скопления. В нижней ча-

сти разреза олистострома, вскрываемой руслом р. Курасан, преобладают вулканические олистолиты. Характерным элементом микроструктуры плитовых обломков являются лучистые и снеповидные сростки актинолита и магнетита, равномерно рассеянные и хорошо заметные в основной массе криптокристаллического пумпеллит-известково-кремнистого агрегата. Наложенная магнетит-актинолитовая ассоциация, свидетельствующая о прогрессивном термальном метаморфизме и проявленная только в олистолитах, контрастирует с низкотемпературной пропилитизацией матрикса, в котором, как отмечалось, присутствует свежее вулканическое стекло. Это позволяет предположить, что для части глыбового материала олистострома (пелитов) источник находился вне бассейна седиментации.

Западная гряда северной части Шелудивых гор сложена плитообразным олистолитом мощностью более 50 м. Он обнажен в левом борту ущелья р. Курасан (см. рис. 3), где представлен тонкослойными падающими на восток (аз. пад. 105° , угол $50^\circ\text{--}55^\circ$) темно-серыми и черными туфопелитами и кремнистыми радиоляритами с конодонтами франского возраста [6]. Западнее и севернее его по простиранию обнажаются вмещающие полимиктовые гравелиты олистостромового матрикса.

Сложные геологические взаимоотношения тонко- и грубообломочных вулканических пород отмечались всеми предыдущими исследователями [7, 13, 14, 33] и объяснялись несогласным залеганием позднедевонских туфов на пелитах эйфель-живетского возраста. Новая датировка кремнистых пелитов курасанского разреза по конодонтам [6, 30] показала, что возраст их в разных обнажениях единой обломочной толщи соответствует лохкову, прагиену, эмсу, эйфелю и франу. Столь широкой возрастной диапазон пространственно сближенных и литологически сходных олистолитов может быть удовлетворительно объяснен, если предположить, что они образовались при разрушении конденсированной толщи осадочных пород чехла микроконтинента. Фрагменты такого чехла, формировавшегося в спокойной абиссальной обстановке морского бассейна с позднего ордовика до эйфеля, известны на Восточно-Уральском континентальном блоке севернее Шелудивых гор, в Кулуевской структуре [20], южнее в Бриентском и Джусинском районах, а также на крайнем юге Урала – в Восточных Мугоджарах [22, 30].

Конденсированные абиссальные осадки и грубообломочные пирокластолиты в первичном залегании фациально несовместимы. В данном случае они могли оказаться в составе одной обломочной толщи только в результате крупноамплитудного горизонтального перемещения пластин островодужной, океанической и континентальной коры, иначе – при шарьяжеобразовании. Сухтелинский

шарьяж, частью которого является олистостромовый комплекс Шелудивых гор, входит в число покровно-надвиговых структур, образовавшихся в результате поздневизейской косо́й коллизии зрелой Восточно-Магнитогорской палеодуги с тыловым микроконтинентом. В числе аналогичных структур можно назвать Кулуевскую, Айдырлинскую и многочисленные фрагменты Среднеуральского шарьяжа [35], где также обнаружены олистостромы.

Время формирования олистострома Шелудивых гор определяется достаточно точно и соответствует пограничному интервалу между ранним и средним карбоном. Это следует из того, что олистостром Шелудивых гор тектонически перекрывает фаменские и средневизейские осадочно-вулканогенные отложения, а в обломочном материале содержит породы в возрастном диапазоне от лохкова (кремнистые пелиты) до фамена (шошониты, латиты) и среднего визе (высокотитанистые монцогаббро-диориты магнитогорского типа), т.е. является послесредневизейским. Верхний возрастной предел его формирования определяется временем внедрения прорывающих (запечатывающих) Сухтелинский аллохтон интрузивных тел степнинского монцодиорит-гранитного комплекса, возраст которого по геологическим и K-Ar датировкам соответствует началу среднего карбона [19]. Описанный тектоно-гравитационный олистостром Шелудивых гор является, таким образом, самым молодым из известных на восточном склоне Южного Урала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дискретность эпох формирования олистостромов для Южного Урала отмечалась и ранее [8]. В рамках геосинклиальной концепции она увязывалась с цикличностью вулканотектонических процессов и появлением олистостромов на завершающих этапах циклов. С позиций плитотектонической теории предпосылкой формирования тектоно-гравитационных оползней является развитие субгоризонтальных поверхностей скольжения, тектоническое расслоение островодужного стратифицированного разреза при столкновении литосферных плит и микроплит [4, 15, 23]. Направление и скорость их перемещения определяются сложной динамикой конвективных мантийных процессов над зонами субдукции и под океаническими рифтами, поэтому коллизии могут происходить на любой и не обязательно конечной стадии развития магматических циклов.

Первый в истории уралид этап коллизии зрелой силурийской палеодуги с фронтальным и тыловыми микроконтинентами датирован концом раннего девона [36, 39]. В эмсе-раннем эйфеле формируются и первые известные олистостромы. На юге в Сакмарской и Вознесенско-Присак-

марской зонах они пространственно ассоциируют с реликтами океанических комплексов: серпентинитовыми меланжами, толеитами N-MORB типа и океанических островов, конденсированными известково-кремнистыми пачками и фтанитами ордовикского и силуру-девонского возраста [2, 31]. Для спилитов, диабазов и габбро-диабазов, образующих олистолиты, петрологическая характеристика в публикациях не приводится, но она, вероятно, аналогична окружающим океаническим базальтоидам, и состав микститов можно определить как офиолитокластовый, по классификации С.Д. Соколова [29].

Относительно барьерной зоны зрелой силурийской палеодуги, которая фрагментарно сохранилась на юге Урала только в восточной Челябинско-Варненской вулканогенной зоне [12, 37], раннедевонские олистостромы расположены с фронтальной, океанической, стороны и локализованы вдоль Главной сутуры Урала (см. рис. 1). Состав сгруженных здесь комплексов и сохранившееся погружение тектонических границ в сторону активной палеоокраины позволили предположить [31], что сутура (Главный глубинный разлом) трассирует след палеозойской зоны Беньофа-Заварицкого. Олистостромы в этой ситуации ассоциируют с формациями глубоководного желоба и фронтального аккреционного клина.

На севере Урала раннедевонские олистостромы формировались при оползнях с тылового склона зрелой силурийской палеодуги. Ее барьерной зоне соответствуют выходы околожерловых вулканитов павдинской андезитовой и именовской базальт-андезибазальтовой формаций (S_{1l-v} и S_{2ld} соответственно), а внутреннему шельфу – лавы и тефroidы шошонитового туринского комплекса ($S_{2p-D_{1l}}$). Эти комплексы закартированы непосредственно к западу от полосы олистостромов. Примесь офиолитового обломочного материала к преобладающим в олистолитах калиевым базальтам и шошонитам принадлежит ассоциации задугового спрединга (низкотитанистые диабазы и спилиты островодужного типа [36]). Следовательно, при раннедевонской коллизии типа островная дуга-микроконтиненты олистостромы в новообразованной аккреционной структуре формировались как на внутреннем склоне палеодуги, т.е. в направлении субдукции, так и на внешнем ее склоне в связи с надвигами обратного падения. Подобное веерообразное соскальзывание надвиговых пластин характерно для коллизионных структур [4].

Фаменское время также отмечено циклом олистостромообразования. В зилаирской граувакковой серии ($D_{3fm-C_{1t}}$), накопление которой сопровождало размыв девонской палеодуги, образование олистостромов фиксировало начавшееся тектоническое замыкание междугового и задугового бассейнов. Для наиболее крупного на Южном Урале и детально изученного биягодинско-

го олистодрома область питания, по данным палеогеографических исследований [28], располагалась на востоке или северо-востоке, где, согласно современным геодинамическим реконструкциям, в живет-франское время функционировала внутренняя (относительно Ирендыкской, эйфельской) Восточно-Магнитогорская островная палеодуга. Движение надвигов, частично перекрывших фаменские олистодромы, было западным, юго-западным [8, 10]. Соскальзывание известнякового и вулканомиктового материала происходило в достаточно глубоководный междуговой бассейн на франские кремнистые осадки, в направлении, обратном субдукции.

На востоке Среднего Урала, где в Алапаевском и Режевском районах в аллохтонном залегании расположены самые северные выходы девонских островодужных комплексов, предположительно олистодромовую природу имеют микститы, содержащие в рассланцованном песчано-глинистом матриксе глыбы эйфельских и живетских известняков (кривчанский комплекс, "литидовая толща"). Они залегают вдоль восточного края Восточно-Уральского микроконтинента и являются частью пакета пластин, включающего эйфельские задуговые толеиты, фамен-гурнейские кремнисто-граувакковые отложения зилаирского типа и т.д. [21, 35]. Согласно геодинамическим реконструкциям, палеотектоническая позиция микститов соответствует внутреннему склону девонской палеодуги. В этой ситуации вектор движения надвигов и олистодромов совпадал с направлением палеосубдукции (в сторону континентальной окраины).

На рубеже раннего и среднего визе в результате косоугольной коллизии замкнулось спрединговое море в тылу Ирендыкской и Восточно-Магнитогорской палеодуг [25, 39]. В современной структуре Среднего Урала комплексы зрелой девонской палеодуги и толеиты задугового моря, шарьированные на эйфель-визейский известняковый чехол Восточно-Уральского континентального блока, сохранились только в аллохтонном залегании. В разрезе шарьяжа нередки грубообломочные микститы полимиктового состава, часть их может являться олистодромами. На Южном Урале под действием косонаправленных сил сжатия Верхнеуральско-Краснинский вулканогенно-интрузивный центр девонской палеодуги был прижат к западной окраине Восточно-Уральского микроконтинента (см. рис. 2). На континентальный осадочный чехол, состоящий здесь из девонских кремней, визейских аркозов и парасланцев, были выжаты толеиты задугового спредингового моря и шошонитовые тефротурбидиты внутреннего шельфа (Сухтелинский аллохтон с олистодромом Шелудивых гор). Далее к югу, на широте Магнитогорского вулканогенно-интрузивного центра, и южнее барьерная зона внутренней палеодуги уже не соприкасалась с континентальным блоком, а от-

делялась от него кремнисто-толеитовыми комплексами задугового моря (карамальташским, брайловским и др.), сгруженными вдоль Буранного взбросо-надвига в Восточно-Магнитогорской зоне (долина р. Гумбейки у пос. Куропатинский), отмечено наличие олистодромов [8]. Следовательно, серия шарьяжей раннекаменноугольного этапа коллизии также трассировалась тектоно-гравитационными оползнями.

Возможна и другая точка зрения на геодинамические условия формирования олистодромов сухтелинского типа, согласно которой они могут быть связаны с начавшимся в поздневизейское время надвиганием восточного континентального блока с обрушением и размывом осадочного чехла на Магнитогорскую палеодугу (на запад в современных координатах). Свидетельством таких движений являются молодые надвиги западной вергентности (см. рис. 2), трассирующие фронт каменноугольного тоналит-гранодиоритового окраинно-континентального пояса, локализованного в Зауралье [38]. Начавшееся в конце раннеугольного карбона надвигание континентальных масс с востока подтверждается серпуховским временем заложения Предуральского краевого прогиба, в котором отмечено массовое развитие олистодромов [17]. Мы не считаем эти представления альтернативными, полагая, что в зоне тектонического сочленения палеоостроводужного и континентального секторов Южного Урала в разных ее участках образование олистодромов могло происходить под действием сил разной вергентности.

Изложенные выше данные не подтверждают представление о формировании уралид при односторонней аккреции островных палеодуг и микроконтинентов к Восточно-Европейской континентальной окраине [41]. Начиная с самых ранних проявлений аккреции силурийской островной палеодуги с террейнами микроконтинентов в раннем девоне до заключительной коллизии девонской палеодуги с тыловым микроконтинентом в позднем визе происходило наращивание восточной Казахстано-Тяньшаньской континентальной окраины. Шарьяжи западной вергентности с олистодромами как массовое явление фиксируются лишь на этапе гиперколлизии (континент-континент) в позднекаменноугольное и пермское время [17].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, возраст выявленных на Урале олистодромов соответствует этапам частых коллизий: силурийской палеодуги с микроконтинентами (D_1), внешней и внутренней девонских палеодуг (D_3) и зрелой внутренней девонской дуги с тыловым Восточно-Уральским микроконтинентом (C_1). Завершающим был этап гиперколлизии

(континент–континент) с позднекаменноугольно-пермскими олистостромами.

На каждом из этапов олистостромы образуют протяженные пояса, трассируя сuture между сближенными островодужными и континентальными террейнами. Состав вулканомиктового матрикса в тектоно-гравитационных микститах определяется степенью зрелости островной дуги на этапе коллизии. На раннедевонском этапе он офиолитовый со стороны палеожелоба и шошонит-абсарокитовый на континентальной стороне аккретированной палеодуги. На фран-фаменском этапе вулканокластический материал микститов представлен К-На и К известково-щелочными базальтоидами юной внешней (Ирендыкской) и развитой внутренней (Магнитогорской) палеодуг. На поздневизейском этапе вулканомиктовый матрикс олистострома, впервые описанного в данной публикации на примере Сухтелинского пакета шарьяжей, представлен калиевыми субщелочными базальтоидами шошонит-абсарокитовой серии и К-На высокотитанистыми монцогаббро-магнитогорского типа.

Источником кремнисто-пелитовых олистостромов в визейском олистостроме могли быть конденсированные (лохков-франские) кремнисто-глинистые осадки чехла Восточно-Уральского микроконтинента, на который были шарьированы комплексы тектонически замкнувшегося тыловодужного моря.

Аккреция островодужных, междуговых комплексов и микроконтинентов в девоне и раннем карбоне наращивала Казахстано-Тяньшаньский континент. Лишь в позднем карбоне–перми олистостромовые комплексы сопровождали гиперколлизию, столкновение пассивной Восточно-Европейской и активной Казахстано-Тяньшаньской континентальных окраин.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Челябинского территориального комитета по геологии и минеральным ресурсам (тема № 65-93-22/1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богати́ков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных луг. М.: Наука, 1988. 318 с.
2. Бочкарев В.В., Иванов К.С. Палеотектоническая позиция калиевых субщелочных магматитов Сакмарской зоны // Ежегодник-1992 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 40–44.
3. Бочкарев В.В., Сури́н Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. 80 с.
4. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований) /Абрамович И.И., Бурдэ А.И. и др. Л.: Недра, 1989. 278 с.
5. Гиниятуллин А.С. Олистостромы Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 659–662.
6. Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. К геологии Ущельских гор Южного Урала // Ежегодник-1995 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 40–45.
7. Кабанов Б.Л. Вулканогенные образования Шелудивых гор (Южный Урал) // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 31–44.
8. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др. Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 184 с.
9. Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Методика глубинного прогноза-геодинамического картирования. М.: МГУ, 1992. 152 с.
10. Коптева В.В. Осадочно-тектонические брекчии “гадилевской толщи” (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 1. С. 55–68.
11. Кориневский В.Г. Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала // Геотектоника. 1988. № 2. С. 37–51.
12. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
13. Коротеев В.А., Кабанов Б.Л. Основные черты проявления вулканизма на Восточно-Уральском поднятии // Ежегодник-1973 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1974. С. 92–93.
14. Коротеев В.А., Кабанов Б.Л., Кабанова Л.Я. О природе обломочных образований Сухтелинской структуры Южного Урала // Щелочные основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 55–61.
15. Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов // Геотектоника. 1976. № 3. С. 26–39.
16. Меньшиков Ю.П., Никишева Г.Н., Шарманова Л.Н. и др. Геолого-геофизические разрезы восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория // Физические поля на медно-колчеданных и железорудных месторождениях Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 113–116.
17. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойская флишевая формация Западного Урала. Автореф. дисс.... доктора геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 37 с.
18. Мизенс Г.А., Чувашов Б.И. Нижнепермские олистостромы на западном склоне Среднего Урала // Литология и условные образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 48–62.
19. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С. и др. Миасс: УрО РАН, 1994. 250 с.
20. Плюсни́н К.П., Плюсни́на А.А., Зенков И.И. Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 212–124.

21. Путеводитель геологических экскурсий Всесоюзной школы-семинара "Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшанской складчатой системы". Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 95 с.
22. Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника. 1987. № 2. С. 24–34.
23. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д. и др. Тектоническая расчлененность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 22–40.
24. Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 6. С. 21–32.
25. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 137 с.
26. Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихов Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклиория (геология, петрохимия, геохимия). Уфа: БНЦ АН СССР, 1987. 33 с.
27. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 6. С. 1434–1435.
28. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л. и др. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
29. Соколов С.Д. Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей // Геотектоник. 1979. № 3. С. 92.
30. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 155 с.
31. Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
32. Хворова И.В., Ильинская М.Н. Девонская олистострома Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 6. С. 25–37.
33. Шалагинов Э.В., Бабкин В.В. Девонский вулканизм Сухтелинской структуры // Магнетизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 58–59.
34. Шатров В.П. Олистостромы в силуро-девонской последовательности на восточном склоне Приполярного Урала // Ежегодник-1994 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 53–55.
35. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника. 1993. № 2. С. 20–28.
36. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56–65.
37. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
38. Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Реликты активной континентальной окраины в структурах Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76–85.
39. Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулканоплутонических поясов Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1991. С. 43–45.
40. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths // Sedimentary Geol. 1970. Vol. 4. N 3/4. P. 521–557.
41. Matte Ph. Southern uralides and variscides: comparison of their anatomies and evolutions // Geol. en mijnbouw. 1995. Vol. 74. N 2. P. 151–166.

Рецензенты: А.С. Перфильев, С.В. Руженцев

Olistostromes in the Structure of the Uralides

R. G. Yazeva and V. V. Bochkarev

Zavaritskii institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences,
Pochtovyi per. 7, Yekaterinburg, Russia

For the first time, a scenario that correlates collisional processes with epochs of olistostrome formation is given for the Urals. The origin of olistostromes is controlled by geodynamic regimes, which define the composition and architecture of the mixtite sequences.

УДК 551.2 : 551.73(575.1)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПАЛЕОЗОЯ ГОР СУЛТАН-УВАЙС (УЗБЕКИСТАН)

© 1997 г. Ю. С. Савчук, Р. Х. Миркамалов, Г. А. Ванесян, О. А. Воронов

Институт минеральных ресурсов Республики Узбекистан, Ташкент

Поступила в редакцию 17.05.95 г.

Рассмотрены геодинамические особенности палеозойских формаций гор Султан-Увайс. Выделены два аллохтонных структурно-вещественных комплекса и условный автохтон, сложенные чешуями коры океанического типа и островодужных разрезов. Структурным анализом показаны многоэтапность формирования шарьяжно-складчатого сооружения и сложность его глубинного строения. Золотая минерализация территории приурочена к вязким разрывам раннего этапа шарьярования.

Горы Султан-Увайс издавна привлекают внимание геологов как место сочленения структур Урала и Тянь-Шаня. Наибольший вклад в исследования внесли Г.Ю. Алферов, А.А. Кулеш, С.С. Шульц-мл., О.И. Ким, К.А. Кешишян, В.В. Баранов, В.В. Эз и др. Основные геодинамические аспекты развития этой территории рассмотрены С.С. Шульцем-мл. [13] и О.И. Кимом [6], которые выделили три наклоненных и надвинутых один на другой блока земной коры, отличающихся по происхождению, геологической истории, набору формаций и даже формам складчатых и разрывных нарушений. В.В. Эз [16] показал, что породы, слагающие горы Султан-Увайс, претерпели как минимум два этапа динамометаморфизма с образованием сложной системы изоклиналильных складок, метаморфической полосчатости, кливажа и вязких разрывов. Ниже излагаются новые результаты, полученные в процессе последующих исследований и позволяющие значительно детализировать геодинамическую историю палеозоя гор Султан-Увайс.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В составе палеозойского фундамента (рис. 1, 2) выделены условный автохтон – структурно-вещественный комплекс Шейхджейли и два главных покрова – структурно-вещественные комплексы Каракудук и Султануиздаг, находящихся в сложных шарьяжно-складчатых соотношениях и сложенных чешуями островодужных разрезов и различных уровней коры океанического (океаноморского) типа.

Комплекс Шейхджейли

Структурно-вещественный комплекс Шейхджейли представлен характерным для островных дуг набором пород, объединенных в три форма-

ции (см. рис. 2): карбонатно-вулканогенно-терригенную ($S_2-D_1?$, урусайская свита), габбро-диоритовую (зенгебобинский комплекс) и карбонатно-терригенно-вулканогенную (D_2-D_3 , шейхджейлинская и куянчикская свиты).

Карбонатно-вулканогенно-терригенная формация ($S_2-D_1?$) сложена пестрым по составу набором пород видимой мощностью 1400–1500 м. Основу составляют углеродисто-слюдистые сланцы, алевролиты, граувакковые песчаники, с прослоями и линзами кремнистых пород. Характерным является присутствие в толще горизонтов кислых и средних по составу лав, крупных линзовидных тел измененных серпентинитов и карбонатных пород со шлейфом полимиктовых конгломератов, содержащих гальки гранитоидов. Область накопления формации располагалась на погруженном участке морского дна и характеризовалась активным тектоническим режимом, что приводило к оползанию крупных олистолитов кремнистых и карбонатных пород с близлежащих возвышенностей, на которых проявлялся гранитоидный магматизм. Интенсивная вулканическая деятельность сопровождалась излияниями кислых лав и накоплением вулканических продуктов среднего–основного состава. По этим особенностям может быть реставрирована обстановка основания формирующейся энсиматической островной дуги. Возраст формации как $S_2-D_1?$ принят на основании находок верхнелудловских криноидей в карбонатных породах, а также наличия в ее верхней части прослоев граувакковых песчаников, аналогичных таковым в перекрывающей шейхджейлинской свите среднедевонского возраста.

В то же время следует отметить, что интенсивные деформации, проявленные в урусайской свите (кливаж, изоклиналильные складки, будинаж и т.д.), а также присутствие тел измененных серпентинитов позволяют считать эту толщу (или ее части) полимиктовым меланжем.

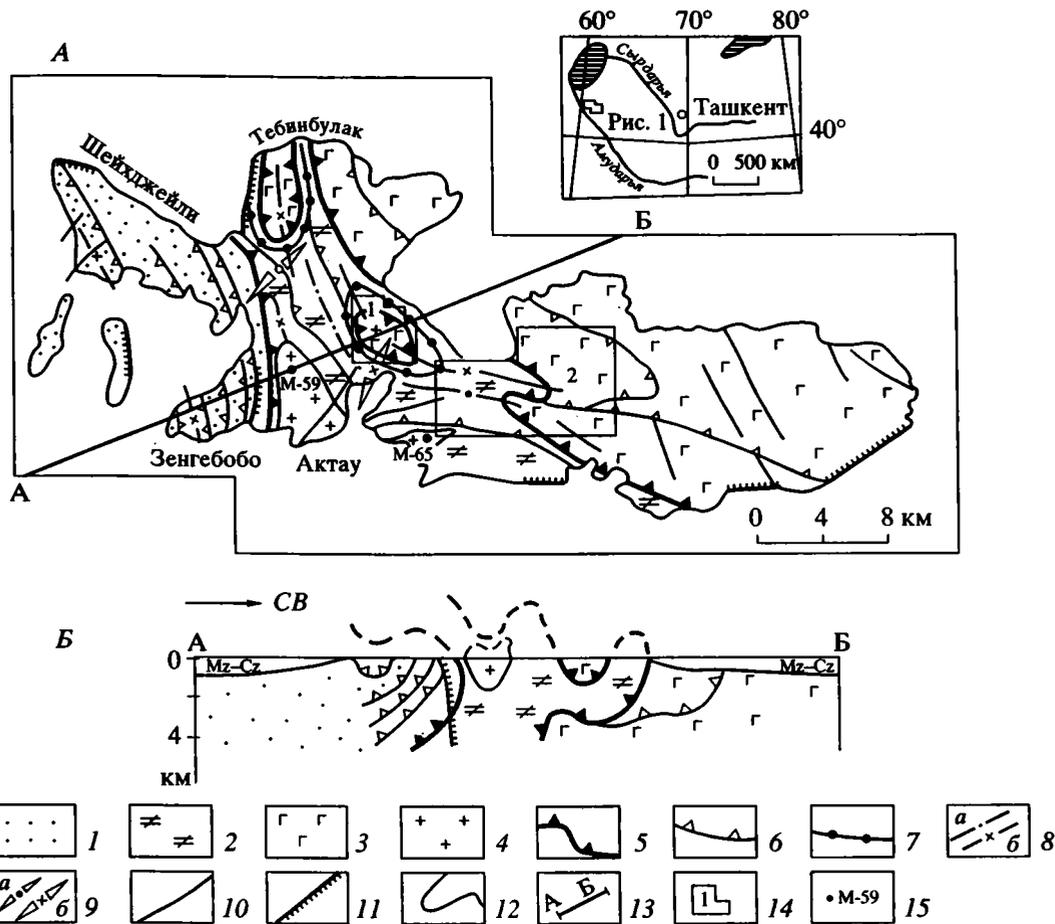


Рис. 1. Структурная схема гор Султан-Увайс (А) и разрез через них (Б).

1–3 – структурно-вещественные комплексы: 1 – Шейхджейли, 2 – Султануиздаг, 3 – Каракудук; 4 – гранодиориты; 5 – швы главных наволоков этапа D_1 , разделяющих структурно-вещественные комплексы; 6 – вязкие разрывы этапа D_1 ; 7 – ось крупной изоклиальной складки этапа D_2 ; 8 – оси наложенных изоклиальных складок этапа D_3 , антиформных (а) и синформных (б); 9 – оси наложенных открытых складок с вертикальными шарнирами этапа D_4 , с выпуклостью на северо-восток (а) и на юго-запад (б); 10 – крутопадающие сдвиги-взбросы этапа D_4 ; 11 – альпийские надвиги и взбросы этапа D_5 (бергштрихи направлены в сторону падения); 12 – контур выходов палеозойского фундамента; 13 – линия разреза А–Б; 14 – участки детального изучения: 1 – Джамансай, 2 – Лиственитовый карьер; 15 – места отбора палеомагнитных проб.

Тектонически выше залегает шейхджейлинская свита, в основании чешуй которой развита габбро-диоритовая формация. Последняя представлена габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, являющимися, по О.И. Киму [6], субвулканическими телами центрального и трещинного типа, коагматичными вулканитам шейхджейлинской свиты.

Верхнюю часть комплекса слагает карбонатно-терригенно-вулканогенная формация (D_2 – D_3 fm), мощностью около 4000 м, объединяющая шейхджейлинскую (D_2 sh) и куянчикскую (D_2 gv– D_3 fm) свиты. Разрез формации расчленен вязкими разрывами на несколько чешуй, порой отличающихся по набору слагающих пород, что обусловлено фацальной изменчивостью в области осадконакопления. В целом разрез сложен эффузивными

породами основного, среднего и кислого состава, их туфами, граувакковыми песчаниками и гравелитами, с маломощными прослоями известковистых сланцев, известняков и мраморов. В основании разреза наблюдаются серии диабазовых даек и силлы габбро-диабазов. В кровле формации (куянчикская свита) развиты туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты с прослоями мраморизованных известняков. По богатому комплексу органических остатков в прослоях известняков (криноидеи, брахиоподы, кораллы, строматопоры, пелелиподы) из средней части разреза определен среднедевонский возраст, а для верхней части формации – позднеживетско-фаменский [13].

По преобладающему основному и среднему составу вулканитов (формация натриевых базальтов – риолитов, по [12]) и осадконакопления

в неглубоком морском бассейне (выше уровня карбонатной компенсации), а также с учетом данных по подстилающим формациям геодинамическая обстановка может соответствовать энсиматической островной дуге.

Комплекс Султануиздаг

Структурно-вещественный комплекс Султануиздаг представлен тремя формациями (см. рис. 2): вулканогенно-терригенной ($S?$, султануиздагская свита), карбонатно-терригенно-вулканогенно-кремнистой (D_{1-2} , джамансайская свита) и вулканогенно-карбонатно-терригенной (олистостромовой) ($D_2?$, бешмазарская свита), имеющими между собой тектонические контакты. В вулканогенно-терригенной силурийской(?) формации можно выделить три пачки. Нижняя пачка, мощностью около 350 м, сложена однородной толщей кварцполевошпатовых песчаников и алевролитов, с редкими прослоями амфиболовых сланцев. Средняя пачка имеет мощность до 400 м и представлена в основном алевролитами. Верхняя пачка интенсивно тектонизирована, имеет видимую мощность до 500 м; в низах ее залегают тонкополосчатые микрокварциты (до 10 м мощностью), с прослоями амфиболовых сланцев (0,3–5 м мощностью), а в верхах – углеродистые биотит-кварцевые, мусковит-биотитовые сланцы. Амфиболовые сланцы Т.Ш. Шаякубовым с соавторами [12] отнесены к базальтоидам. Возраст формации как силурийский условно принят на основании тектонического перекрытия ее джамансайской свитой нижне-среднего девона.

Особенности формации свидетельствуют о связи области накопления с удаленным континентальным массивом и районом проявления основной вулканической деятельности. Эта область располагалась ниже уровня карбонатной компенсации и во времени испытывала погружение, с усилением вулканизма. Геодинамический режим, вероятно, соответствовал склону энсиматической островной дуги, на небольшом удалении от континентального массива.

В составе тектонически залегающей выше карбонатно-терригенно-вулканогенно-кремнистой формации (D_{1-2}) выделяются несколько пачек, имеющих тектонические контакты одна с другой. В основании располагаются мраморизованные известняки, содержащие членики и стебли криноидей раннего девона. Выше залегают тектонизированные, линзовидно переслаивающиеся кремнистые, кремнисто-известкявые, углисто-кварцевые сланцы и известняки, с прослоями роговообманковых, эпидот-роговообманковых сланцев, амфиболитов и амфиболитов.

С.С. Шульц-мл. [13] отмечал маломощные линзы и прослои конгломератов с карбонатной галькой и глинисто-карбонатным марганцовистым туфогенным цементом. О.И. Ким [6] считает амфиболиты метаморфизованными базальтоидами, а по С.С. Шульцу-мл. [13] они образовались за счет перекристаллизации эффузивов основного и среднего состава.

Особенности состава формации свидетельствуют об ее накоплении на относительно приподнятом блоке коры, выше уровня карбонатной компенсации, в зоне активного фотосинтеза и биопродукции, с интенсивным базальтовым вулканизмом и на значительном удалении от континентальных источников сноса. Геодинамическая обстановка может быть реставрирована как склон энсиматической островной дуги.

Наиболее верхняя в комплексе Султануиздаг вулканогенно-карбонатно-терригенная (олистостромовая) формация ($D_2?$) интенсивно тектонизирована, фактически это вязкий разрыв мощностью около 700 м. Породы имеют характерный голубоватый оттенок и представлены сланцами углеродисто-глинистыми, глинисто-серицитокварцевыми, серицитохлоритокварцевыми, серицитомальбитокварцевыми, интенсивно эпидотизированными и хлоритизированными плагиоклазовыми порфиритами, песчаниками серицитокварцево-плагиоклазовыми и туфопесчаниками.

К северо-востоку от Джамансайского аллохтонного массива (рис. 3) интенсивность расчленения убывает и разрез (вероятно, его верхние части) сложен в основном грубообломочными породами – полимиктовыми гравелитами и конгломератами с галькой кремней, карбонатных и терригенных пород, а также интрузивных пород (плагиограниты, габбро-диориты?). Наблюдаются прослои конгломератов только с кремнистой галькой, плитчатых кремней, вулканитов среднего состава, карбонатных пород и алевропесчаников. К востоку от Джамансайского массива на этом статиграфическом уровне размерность обломочного материала увеличивается, до появления горизонтов валунников и крупных (десятки-первые сотни метров в поперечнике) олистолизованных карбонатов. В центральной части хребта Султан-Увайс, на его южных склонах метаморфизм пород резко возрастает, вплоть до образования гнейсов [6].

Возраст формации, по находкам фауны раннего девона в карбонатных олистолитах, а также с учетом подстилания ее нижне-среднедевонской джамансайской свитой, принят как D_2 условно.

Особенности формации указывают на ее накопление в начальные этапы в условиях погружающегося дна бассейна, с переходом на поздних этапах к лавинному осадконакоплению, с сугубо местными (окраинноморскими?) источниками сноса и

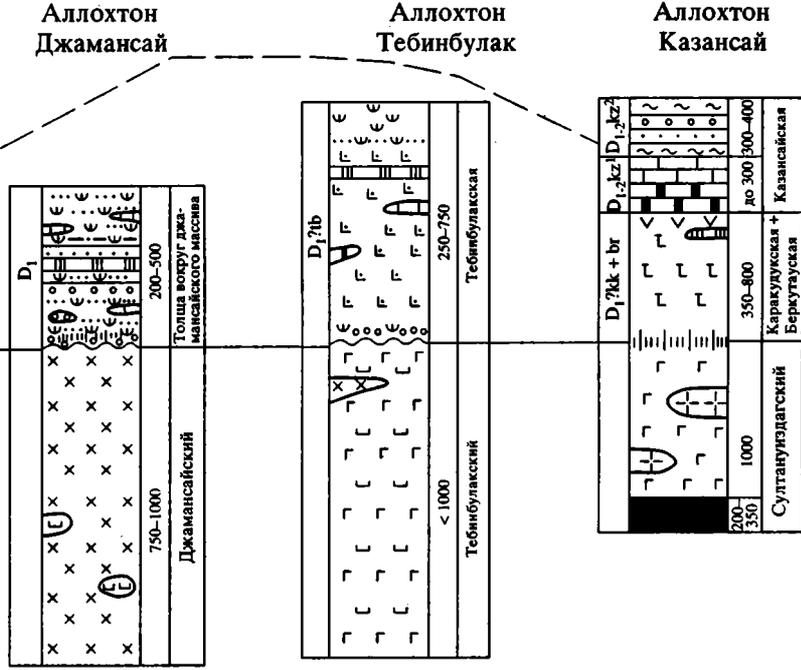
Структурно-вещественный комплекс
Шейхджейли

Система		Отдел	Ярус	Индекс	Литологическая колонка	Мощность (м)	Свита, комплекс
Девонская		Верхний	Средний	D ₂ gv- D ₂ fm		100	Кууличская
						300-500	
Силурийская		Верхний	Нижний	S ₂ -D ₁ ?ur		> 500	Урусайская
						1200-1500	
						1600-1800	
Девонская		Средний		D ₂ sh		1600-1800	Шейхджейлинская
						1200-1500	
Силурийская		Верхний	Нижний			500-1000	Зенгеобильский
						500-1000	
Девонская		Средний				500-1000	Урусайская
						500-1000	

Структурно-вещественный комплекс
Султануиздаг

S [?] su ¹	S [?] su ²	S [?] su ³	D ₁ -ds ¹	D ₁ -ds ²	D ₁ -ds ³	D ₁ -ds ⁴	D ₂ ?bm ₁	D ₂ ?bm ₂
350	400	500	25-150	250-750	750-1000	250-500	600-700	700
Султануиздагская								
Джамансайская								
Бешмазарская								

Структурно-вещественный комплекс
Каракудук



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28

наличием удаленных центров вулканизма среднего-основного состава. По этим признакам, а также с учетом расположения формации на контакте комплексов, сложенных островодужным и офиолитовым разрезами, и ее интенсивной дислоцированности может быть реставрирована геодинамическая обстановка глубоководного желоба в зоне конвергенции микроплит.

Комплекс Каракудук

В структурно-вещественном офиолитовом [6, 13] комплексе Каракудук объединены образования, представляющие собой фрагменты (чешуи) коры океанического типа. В его состав входят три территориально разобщенные аллохтонные пластины – аллохтоны Джамансай, Тебинбулак и Казансай, которые, судя по структурным реконструкциям, слагают один тектонический покров.

Аллохтон Тебинбулак расположен на севере гор Султан-Увайс и представляет собой эрозийный останец, приуроченный к близмеридиональной синформной складке и с севера перекрытый чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. В состав аллохтона включены магматические породы Тебинбулакского массива и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные образования (см. рис. 2). Судя по геологическим наблюдениям в обрамлении массива (последовательность смены пород от контакта), этот аллохтон целиком находится в опрокинутом залегании. В составе аллохтона выделены две формации: перидотит-пироксенит-габбровая и карбонатно-кремнисто-вулканогенная.

Перидотит-пироксенит-габбровая формация слагает Тебинбулакский массив, размерами в обнаженной части 2×4 км². Основными породными раз-

ностями являются габбро, габбро-диориты и более распространенные пироксениты, горнблендиты, переходные разности между которыми Я.С. Висьневским, а также В.В. Барановым с соавторами [1] выделены в группу тебинитов. С.С. Шульц-мл. [13], отнесший Тебинбулакский массив к плутоническим комплексам коры океанического типа, придерживается взглядов на его аллохтонность.

Кроме того, в Тебинбулакском массиве выделяются габбро-диориты и сиенито-диориты, развитые на южном и восточном окончаниях и имеющие “горячие”, секущие контакты с горнблендитами. Аналогичность этих пород с Джамансайским массивом позволила Я.С. Висьневскому [1], С.С. Шульц-мл. [13] отнести их к единому Джамансайскому комплексу. Наблюдаемая ассоциация габбро-диоритов и сиенито-диоритов с ультраосновными породами Тебинбулака может свидетельствовать в пользу их совместного образования при формировании коры океанического типа. Повышенные содержания в них калия могут быть объяснены или тем, что это офиолиты, образовавшиеся в окраинном море (задуговом бассейне) над зоной субдукции или вторичными изменениями, как допускается С.С. Шульцем-мл. [15] для габброидных массивов гор Кульджуктау.

Карбонатно-кремнисто-вулканогенная формация (D₁?) обрамляет Тебинбулакский массив в виде не выдержанной по мощности (250–750 м) полосы. Контакт ее с магматическими породами предыдущей формации вскрыт канавой на востоке Тебинбулакского массива. Здесь измененные (выветрелые?) габброиды контактируют с 3–5-метровым горизонтом зеленовато-серых туфоконгломератов, туфогравелитов. В обломках размером до нескольких сантиметров встречены габброиды, вулканиты, редко гальки (1–2 см) кремней и мраморизованных известняков. Обломки угловые, плохо окатанные. Этому горизонту нами придается значение базального, т.е. он не прорывается магматическими породами Тебинбулакского массива, а, наоборот, конгломераты накапливались на габброидах. Об этом, кроме автохтонного состава обломочного материала, свидетельствует также отсутствие контактовых изменений. В этом случае, учитывая падение окружающих массив пород под него, необходимо признать перевернутое залегание Тебинбулакского аллохтона, так же, как и Джамансайского.

Выше горизонта конгломератов залегает хорошо обнаженная к востоку от массива и падающая под него мощная (500–600 м) толща массивных с подушечной отдельностью, реже толстоплитчатых темно-серых и зеленовато-серых стекловатых пород, отнесенных к лавовому комплексу. Но изучение под микроскопом показало, что это сильно измененные породы, в которых преобладает кварц. В этой толще наблюдаются единичные линзовидные прослои мраморизованных известняков мощностью 0.5–2 м. Затем идет

Рис. 2. Петролого-литологические колонки структурно-вещественных комплексов гор Султан-Увайс. 1 – алевропелиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – гравелиты, конгломераты; 5 – известняки; 6 – мраморы; 7 – кремни, кремнистые сланцы; 8 – сланцы слюдисто-глинистые, углеродистые; 9 – туфопесчаники (а), туфоалевролиты (б) основного и среднего состава; 10 – туфогравелиты, туфоконгломераты; 11 – туфопесчаники андезито-базальтовых порфиритов; 12 – туфы основного и среднего состава; 13 – туфопесчаники андезитовых порфиритов с прослоями лав кислого состава; 14 – туфоконгломераты, туфогравелиты, лавы основного, среднего и кислого состава с линзами известняков и кремней; 15 – андезитовые порфириты; 16 – амфиболиты, амфиболитизированные эффузивы; 17 – базальты, базальтовые и диабазовые порфириты; 18 – горизонты кислых лав; 19 – пироксениты; 20 – габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты; 21 – серпентиниты, серпентинитовый меланж; 22 – кварцевые альбитофиры; 23 – сиениты, сиенито-диориты; 24 – плагиограниты, гранодиориты; 25 – дайки диабазов; 26 – контакт стратиграфически согласный; 27 – размыв; 28 – контакт тектонический.

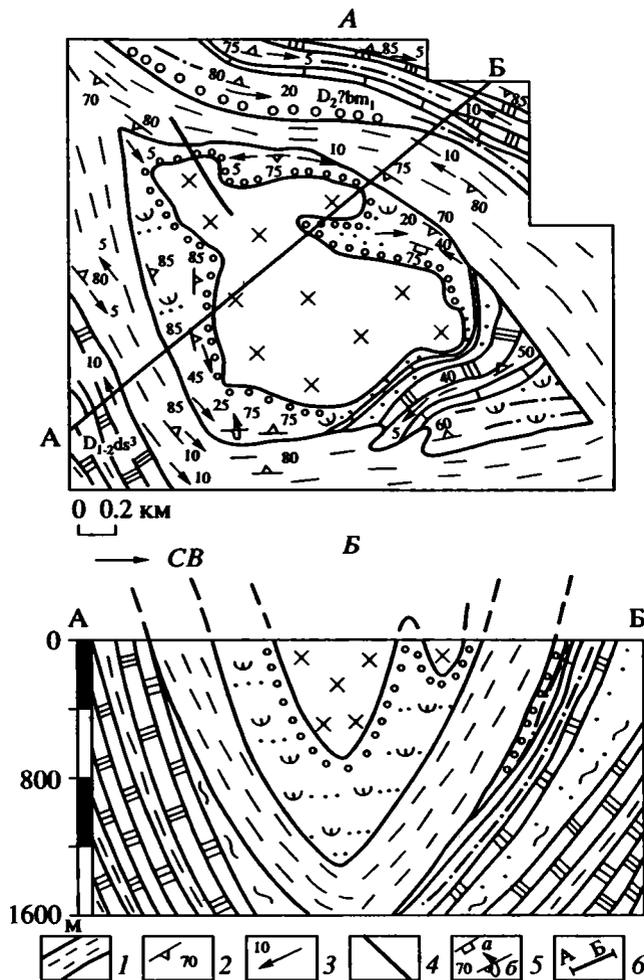


Рис. 3. Структурно-литологическая схема Джамансайского аллохтонного массива (А) и разрез через него (Б) (см. рис. 1).

1 – шов главного наволака этапа D_1 (интенсивное рассланцевание, blastsмилониты); 2 – элементы залегания кливажа этапа D_1 ; 3 – ориентировка линейности осей мелких складок и пересечения кливажа и слоистости; 4 – крутопадающий разлом этапа D_4 ; 5 – элементы залегания слоистости: нормальные (а), опрокинутые (б); 6 – линия разреза А–Б. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

пачка рассланцованных туфоалевролитов, туфопесчаников мощностью 150–200 м, под которой, далее к востоку, залегают интенсивно дислоцированные голубовато-серые сланцы бешмазарской свиты, тектонически подстилающие Тебинбулакский аллохтон.

На южном контакте Тебинбулакского массива состав формации несколько меняется, здесь развиты миндалекаменные базальты с линзовидными прослоями и гальками мраморизованных известняков. Отдельные горизонты стекловатых лав аналогичны встреченным на восточном контакте, и, возможно, это эффузивы кислого или среднего состава.

Возраст формации, по аналогии с базальтоидами каракудукской свиты, входящими в офиолитовую ассоциацию, принят как раннедевонский условно. Геодинамические условия образования, по залеганию формации на базитах, ультрабазитах Тебинбулакского массива, наличию карбонатных тел (возможно, рифовые постройки?), преобладающему вулканогенному составу пород, могут быть интерпретированы как склон срединного хребта. А сама формация может рассматриваться как слой 16 коры океанического типа, образовавшийся на этом склоне.

Аллохтон Казансай слагают три формации (см. рис. 2): плагиогранит-габбро-перидотитовая (султануиздагский комплекс), вулканогенная (каракудукская и беркуттауская свиты) и карбонатно-терригенная (казансайская свита), в целом составляющие типичную офиолитовую ассоциацию пород [7].

В состав залегающей в основании Казансайского аллохтона плагиогранит-габбро-перидотитовой формации входят серпентинизированные перидотиты, плагиограниты, габбро и габбро-амфиболиты. Серпентиниты слагают нижнюю часть формации, представлены антигоритовыми разностями (с реликтами оливковых и пироксеновых зерен) и залегают в виде полосы шириной до 400 м (см. рис. 1). В породы часто включены глыбы различного размера (до сотен метров) габбро-амфиболитов, пироксенитов и черных кварцитов, реже встречаются перидотиты, дуниты, диабазы, плагиограниты [13]. Таким образом, это серпентинитовый меланж.

Выше залегают габбровая часть формации, по данным С.С. Шульца-мл. [13], мощностью 1.5–2.0 км, сложенная полосчатым габбро со шпирями почти чистых плагиоклазитов и плагиогранитов. Кроме того, отмечаются и крупные тела плагиогранитов. Большинство пород подверглось неоднократному метасоматозу.

Плагиогранит-габбро-перидотитовая формация по своим особенностям отвечает 2-му и 3-му слоям коры океанического типа.

Вулканогенная формация (D_1 ?), залегающая выше, по данным Т.Ш. Шаякубова и др. [12], сложена лавами базальтового, андезитово-базальтового и андезитового состава (до 80%), пирокластитам базальтоидов (не более 5%), субвулканическими кислыми породами (до 15%) и кварцитами. Химические составы базальтоидной группы изменяются от андезитов до меланобазальтов. Обычны породы с нормативным гиперстеном, но отмечаются и с оливином. Преобладают разности с умеренной глиноземистостью и низкотитанистые. Мощность формации до 800 м.

В состав этой формации включена также и беркуттауская свита (350–500 м), развитая на севере гор Султан-Увайс. Она сложена вулканитами основного, среднего и реже кислого состава, а

также их туфами, с прослоями черных кремней и кремнистых гравелитов. С.С. Шульдц-мл. [13] ранее эту свиту относил к карбону и считал, что эти вулканогенные породы с угловым несогласием залегают на размытой поверхности известняков казансайской свиты. Наши структурные наблюдения показали, что известняки с вулканитами имеют тектонический контакт, причем известняки то залегают выше вулканитов, то падают под них. Такая ситуация объясняется сложной складчатой структурой района, а беркуттауская свита залегает в ядре синформной изоклиальной складки.

Возраст свит, входящих в формацию, считался различным: $D_{2-3}?$ для каракудукской и $C_1?$ для беркуттауской [13]. По нашему мнению, их возраст должен быть одинаковым и при датировке необходимо учитывать исследования К.А. Кешипяна, проведенные в 1980–1983 гг., отмечавшего согласный стратиграфический контакт казансайской (D_1-D_{2ef}) и подстилающей ее каракудукской свит. На основании этого возраст формации принят раннедевонским условно.

Преимущественно базальтовый состав вулканитов и ассоциация с подстилающей плагиогранит-габбро-перидотитовой формацией позволяют считать вулканогенную формацию слоем 16 коры океанического типа, образовавшимся на склонах срединного хребта.

Верхняя часть комплекса сложена карбонат-терригенной формацией (D_1-D_{2ef}), в которой выделяются две пачки. Нижняя пачка, мощностью до 300 м, сложена мраморами и мраморизованными известняками, с редкими линзующимися прослоями биотитовых, полевошпатовых и известково-кварцевых сланцев. Верхняя пачка, по С.С. Шульдц-мл. [13], представлена известковистыми сланцами и песчаниками с прослоями серицито-хлоритовых сланцев и глинистых известняков мощностью 300–400 м. В средней части ее имеются горизонты конгломератов, мощностью до нескольких десятков метров, состоящие из неравномерно сгруженных, уплощенных, хорошо окатанных галек, размером от первых до 30–40 м и реже до первых метров. В гальках – граувакковые песчаники, различные апотерригенные сланцы с эпидотизацией, турмалинизацией, амфиболлизацией, отдельные гальки представлены плагиогранитами. Отмечаются горизонты до 100–150 м мощностью амфиболовых сланцев по диабазам и эффузивам среднего состава в верхах пачки.

Возраст формации определен по криноидеям из нижней пачки как раннедевонско-эйфельский. Геодинамическая обстановка накопления формации может отвечать неглубокому (выше уровня карбонатной компенсации) морскому дну на удалении от центров базальтоидного вулканизма, с преимущественным сносом с поднятий, сложенных корой океанического типа. Появление гори-

зонтов конгломератов свидетельствует о резко расчлененном рельефе в области сноса, которая, судя по составу преобладающего обломочного материала, могла отвечать срединному хребту. Эти особенности и ассоциация с подстилающими базальтоидами каракудукской свиты позволяют обосновать принадлежность формации к слою 1а коры океанического типа.

Аллохтон Джамансай представляет собой линзовидный, вытянутый в северо-западном направлении эрозионный останец в мульде наложенной синформной складки (см. рис. 1). В его состав входят магматические породы и осадочный чехол (см. рис. 2). По результатам детальных структурных наблюдений в осадочных породах вокруг массива (определение кровли-подшвы по градационной слоистости, замеры кливажа и линейности изоклиальных складок) установлено, что магматические породы слагают основание аллохтона, а осадочные – его кровлю, хотя сейчас весь аллохтон находится в опрокинутом залегании (см. рис. 3). Соответственно, в составе аллохтона выделяются две формации: габбро-сиенитовая и кремнисто-карбонатно-терригенная.

Габбро-сиенитовая формация слагает собственно Джамансайский массив неправильной, обусловленной складчатыми деформациями, формы. Преобладающими являются сиенито-диориты и сиениты, менее распространены габбро-диориты. В составе массива отмечаются тела измененных ультрабазитов. Ранее Джамансайский массив считался интрузивным образованием на основании четко выраженных, резких крутопадающих контактов, а также по наличию ореола контактовых роговиков [5, 13]. По нашим данным, контакт магматических и осадочных пород является стратиграфическим, с налеганием базальных конгломератов на сиенито-диориты, а крутопадающие контакты обусловлены залеганием массива в ядре наложенной сильно сжатой синформной складки, с падением крыльев под массив под углами $60^\circ-80^\circ$. Извилистую форму контакт на севере массива приобретает за счет осложняющих более мелких складок. Ороговикование в осадочных породах связано не с самим габбро-сиенитовым массивом, а с многочисленными (особенно к западу и северо-западу от массива) дайками или sillами такого же состава. Эту формацию, учитывая ее принадлежность к одному структурному уровню с офиолитовым Казансайским аллохтоном, присутствие в составе габбро и ультрабазитов, несмотря на высокие содержания калия в слагающих ее породах, мы предположительно относим к формациям 2-го слоя коры океанического типа.

Кремнисто-карбонатно-терригенная раннедевонская формация развита вокруг Джамансайского массива. Слагающие ее породы вычленены

из состава бешмазарской свиты, соотношения с которой тектонические, точнее, последняя здесь представляет собой мощную зону бластомилонитов. Основание разреза сложено выдержанным горизонтом конгломератов и гравелитов мощностью в первые метры. Это темно-серые породы с плохо окатанными, угловатыми гальками (0.5–3 см) кварца (редко), кварцитов и измененных магматических пород, похожих на слагающие Джамансайский массив сиенито-диориты. Цемент черного цвета, обильный, кремнистый или туфовый, насыщенный мелкими (первые миллиметры) обломками. Вблизи контакта с массивом наблюдаются многочисленные дайки диабазов и кислых пород.

Более верхние части разреза хорошо обнажены на юго-восточном контакте массива (см. рис. 3). Здесь породы падают под массив, на северо-запад, по градационной слоистости установлено омоложение от массива, т.е. толща находится в опрокинутом залегании, и в соответствии с этим далее отмечается наращивание разреза на юго-восток. Разрез представлен туфогенными песчаниками с линзовидным пластом мраморизованных известняковых конгломератов мощностью 2–10 м. В этом пласте наблюдаются гальки интрузивных пород среднего состава, или это будинированные жилы. Затем идет пачка плитчатых зеленовато-серых кремней мощностью около 50 м, с маломощными прослоями туфоалевролитов. Выше залегают туфоалевролиты и туфопесчаники, с линзовидным прослоем мраморизованных известняков и редкими линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов, сложенных окатанной галькой (3–4 см) карбонатных пород.

Видимая мощность кремнисто-карбонатно-терригенной формации 200–500 м. Возраст ее принят на основании находок раннедевонской фауны в известняковых прослоях [13]. По залеганию формации с базальным горизонтом на магматических породах габбро-сиенитовой формации 2-го слоя коры океанического типа, присутствию в породах большого количества туфового материала основного состава можно сопоставить формацию с первым осадочным слоем коры океанического типа, накапливающимся в условиях значительной приподнятого блока (выше уровня критической глубины карбонатного осадконакопления) с расчлененным рельефом. Это могут быть невулканические поднятия с рифовыми постройками, которые поставляли обломочный материал, находящийся на значительном удалении от вулканических центров с базальтовым вулканизмом.

Таким образом, выше мы рассмотрели особенности строения и состава трех аллохтонов, являющихся, по нашему мнению, чешуями коры океанического типа и входящих (структурно) в Каракудукский офиолитовый аллохтон. При сопоставлении

литологических колонок этих аллохтонов (см. рис. 2) отчетливо выявляется сходство в их строении. Низы разрезов сложены базитами и ультрабазитами, с телами плагиогранитов или сиенито-диоритов, затем залегает лавовый комплекс, местами редуцированный или размытый за счет высоко стояния этого блока коры (Джамансайский аллохтон), верхи разреза сложены карбонатно-терригенными отложениями осадочного слоя. Постоянное присутствие карбонатных горизонтов, пачек и карбонатного цемента в осадочных породах приводит к выводу о неглубоком морском бассейне (выше уровня карбонатной компенсации), а горизонты базальных конгломератов, залегающих на магматических породах в Джамансайском и Тебинбулакском аллохтонах, и горизонты конгломератов в карбонатно-терригенной формации Казансайского аллохтона свидетельствуют о хорошо выраженном срединном хребте.

Подводя итог описанию стратифицированных палеозойских формаций западной части гор Султан-Увайс, акцентируем внимание на следующих важных моментах. Во-первых, это присутствие двух разных по геодинамическим обстановкам накопления типов структурно-вещественных комплексов: офиолитового (Каракудук) и островодужных (Султануиздаг и Шейхджейли). Несмотря на это, вероятно, комплексы накапливались в одном бассейне на коре океанического типа, что устанавливается по преобладающему основному вулканизму и сходству фауны [13]. Во-вторых, постоянное неглубокое положение дна бассейна осадконакопления, а также большое количество плагиогранитных (или сиенито-диоритовых в Джамансайском и Тебинбулакском массивах) тел в магматических формациях оснований офиолитов, что является характерным для задуговых бассейнов с медленным спредингом. Эти положения хорошо согласуются с данными по Казылкумам [9].

В качестве неавтохтона выделена гранодиоритовая формация, представленная Актауским интрузивом. Этот интрузив сложен биотитовыми гранодиоритами и образует изогнутое тело, конформно залегающее в ороговикованных сланцах султануиздагской свиты. На поверхности интрузива имеются остатки кровли, представленные гнейсированными песчаниками и сланцами, вероятно, казансайской свиты, а также пироксенитами, которые В.В. Баранов и др. [1] считают ксенолитами Тебинбулакского комплекса.

K–Ar датировки пород массива – 260 ± 7 млн. лет [5] свидетельствуют о его пермском возрасте. Состав пород, слагающих Актауский интрузив, его аксессуарная характеристика (апатит, циркон, сфен), признаки синкинематичности внедрения позволяют считать его представителем гранитоидов S-типа, сформировавшихся в коллизионной обстановке, проявившейся в Южном Тянь-Шане в

Таблица 1. Сводная шкала этапов деформаций и характеристика их структурных элементов в горах Султан-Увайс

Этапы деформации	Структурный парагенезис				Тектонофа́ция	Время проявления
	Разрывы	Складки	Кливаж	Другие элементы		
Д ₅	Субмеридиональные и субширотные надвиги и взбросы	Мелкие подгибы слоев вблизи разломов	Отсутствует	Отсутствует	I–II	N ₂ ¹
Д ₄	Продольные и косые “хрупкие” разломы мощностью первые метры. Правые сдвиги	Крупные открытые складки северо-восточной ориентировки с вертикальными шарнирами	Системы мелких трещин вблизи зон разломов	Будинаж более вязких прослоев	III–V	P ₂ ?
Д ₃	Не установлены	Крупные изоклинные складки северо-западной ориентировки с осевыми поверхностями, круто падающими на северо-восток	Грубый, селективный. Микролитоны мощностью 1–3 см	Линейность пересечения, тектоническое разлинзование	VI–VII	P ₂
Д ₂	Не установлены	Крупная лежащая складка (антиклиналь?) с выпуклостью на север	Сквозной, совершенный. Микролитоны мощностью 0.01–0.5 см	Линейность пересечения, кинжальная отдельность, псевдостилолиты	VIII–X	P
Д ₁	Широко развиты вязкие разрывы. Главные наволоки между покровами	Редкие, в виде мелкой гофрировки в контрастном переслаивании	Сквозной, совершенный, преимущественно послойный. Микролитоны мощностью 0.01–0.5 см	Разлинзование пластов. По кливажу иногда мелкие кварцевые прожилки	IX–X	C ₁₋₂ ? (после D ₃ , но до P ₁)

позднекаменноугольное – пермское время. Здесь следует отметить, что терригенные породы в центральной части гор Султан-Увайс превращены в гнейсы и кристаллические сланцы за счет высокотемпературного метаморфизма (но часто с сохранением первичноосадочных текстурно-структурных признаков). Этот этап метаморфизма некоторые исследователи [6] склонны относить к докембрийскому циклу, что не согласуется с установленным в настоящее время возрастом подвергшихся изменениям пород. По нашему мнению, его можно связать с внедрением пластообразного Актауского гранитоидного интрузива, сопровождавшимся интенсивным тепловым потоком.

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ

Сложность строения гор Султан-Увайс отмечалась многими исследователями [6, 13, 16]. Детальным картированием участков узлового строения, сопровождавшимся структурными наблюдениями, установлено пять этапов деформаций, характеризующихся своими элементами структурного парагенезиса (табл. 1), рассматривать которые удобнее от молодых к древним.

Этап Д₅ – образование альпийских надвигов-взбросов, по которым палеозойские породы надвинуты на мезозойско-кайнозойские отложения. Ориентировка этих нарушений близмеридиональная, с падением под углами 60°–70° как на запад, так и на восток, и близширотная, с падением под углами 45°–60° как север, так и на юг (см. рис. 1). Исходя из ортогональной сети этих взбросо-надвигов и учитывая более пологий характер близширотных нарушений, вероятно, последние следует считать основными, относящимися к категории чешуйчатых надвигов, а близмеридиональные взбросы – опережающими их швами. Направление надвигания предположительно происходило с юга на север. Зоны надвигов выражены различными по мощности интервалами интенсивно раздробленных пород, в основном мезозойского возраста, и порой в близмеридиональных нарушениях среди палеозоя сохраняются продольные блоки тектонизированных мезозойских отложений. По классификации Е.И. Паталахи [11], интенсивность деформации оценивается как I–II тектонофа́ции эпизональной шовной складчатости. Время проявления чешуйчатых подвигов

Таблица 2. Палеомагнетизм гранитоидов Актауского интрузива (в географической системе координат)

Номер точки	Кол-во образцов	Чистка	Склонение	Наклонение	Кучность	α_{95}	Координаты точек	
							Широта	Долгота
М-59	45	Термо	214	-55	15.3	6.1	42.01	60.44
М-65	35	Термо	129	-37	10.6	10.1	42.00	60.52

Примечание. Склонение, наклонение, α_{95} – в градусах; координаты точек – градусы северной широты и восточной долготы.

послепалеогеновое, скорее всего, раннеплиоценовое N_2^1 , по аналогии с Казылкумами [10].

Этап D_4 опознается по изгибам ранее образованного кливажа в открытые складки северо-северо-восточного направления с вертикальными шарнирами. Наиболее крупная складка отмечается в центральной части гор Султан-Увайс и характеризуется изменением простираний ранее образованных структур (и Актауского интрузива в том числе) с северо-западного и близмеридионального в северо-западном крыле на близширотное в юго-восточном. В приосевой части развиты правые сдвиги северо-восточного простирания мощностью первые метры. Амплитуда перемещений по ним около 50–100 м.

В пользу вторичности изогнутой формы Актауского интрузива свидетельствуют палеомагнитные данные.

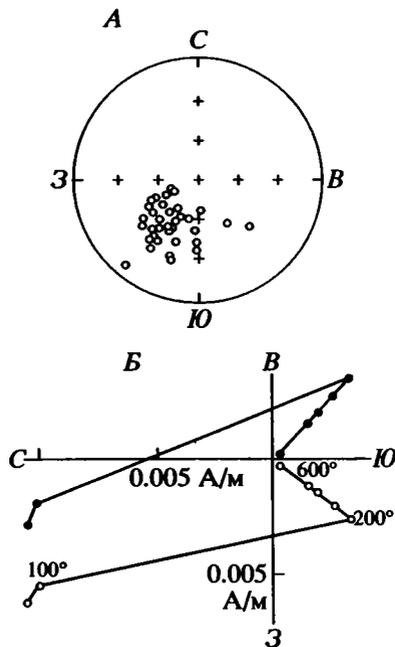


Рис. 4. Результаты палеомагнитных исследований гранитоидов Актауского массива в точке М-59 (см. рис. 1): А – стереограмма палеомагнитных направлений, В – результаты терморазмагничивания образцов. Залитые кружки – проекция на горизонтальную, незалитые кружки – на вертикальную плоскости.

Палеомагнитные исследования по гранитоидам Актауского интрузива проводились по образцам, отобраным в двух точках: в северо-восточной части субмеридионального сегмента (М-59) и в центральной части широтного (М-65) (см. рис. 1). Эти образцы проанализированы в Институте сейсмологии АН РУз. (Х.А. Абдуллаев и С.А. Эгамбердыев) на магнитометрах ЛАМ-24, МА-21 и на рок-генераторах JR-4 и ИОН-1.

Преимущественно реверсивный характер намагниченности и результаты терморазмагничивания пород (табл. 2, рис. 4) свидетельствуют в пользу первичного происхождения высокотемпературной компоненты намагниченности, носителем которой является магнетит. Интенсивность естественной остаточной намагниченности в образцах колеблется от 0.02 до 21.1×10^{-3} А/мг.

Полученные отличия в наклонении, скорее всего, могут быть объяснены нахождением точек отбора в разных крыльях синформной складки, в которую смят гранитоидный массив. Из-за отсутствия ярко выраженных плоскостных текстур установить наклон крыльев не представляется возможным.

Определение склонения предполагает разворот восточного сегмента на 51° против часовой стрелки, а западного – на 34° по часовой стрелке. Суммарный угол разворота одного сегмента относительно другого составляет 85° и соответствует современному изгибу длинной оси Актауского интрузива.

Более мелкие складки отмечены на северо-западном окончании выходов палеозоя. Интенсивность деформаций этого этапа оценивается в III–V тектонофазию. Время проявления этапа деформаций D_4 укладывается в следующий интервал: после внедрения Актауского интрузива пермского возраста, но до наступления мелового периода и, вероятнее всего, является позднепермским.

Этап D_3 проявился во всех структурно-вещественных комплексах в виде серии складок, картируемых по изгибам более ранних плоскостных структурных элементов (кливаж, разрывы этапа D_1) и при прослеживании литологических разностей и стратиграфических подразделений (см. рис. 1). Размах крыльев складок 1–1.5 км, углы падения пород и более ранних плоскостных текстур крутые, причем часто оба крыла падают

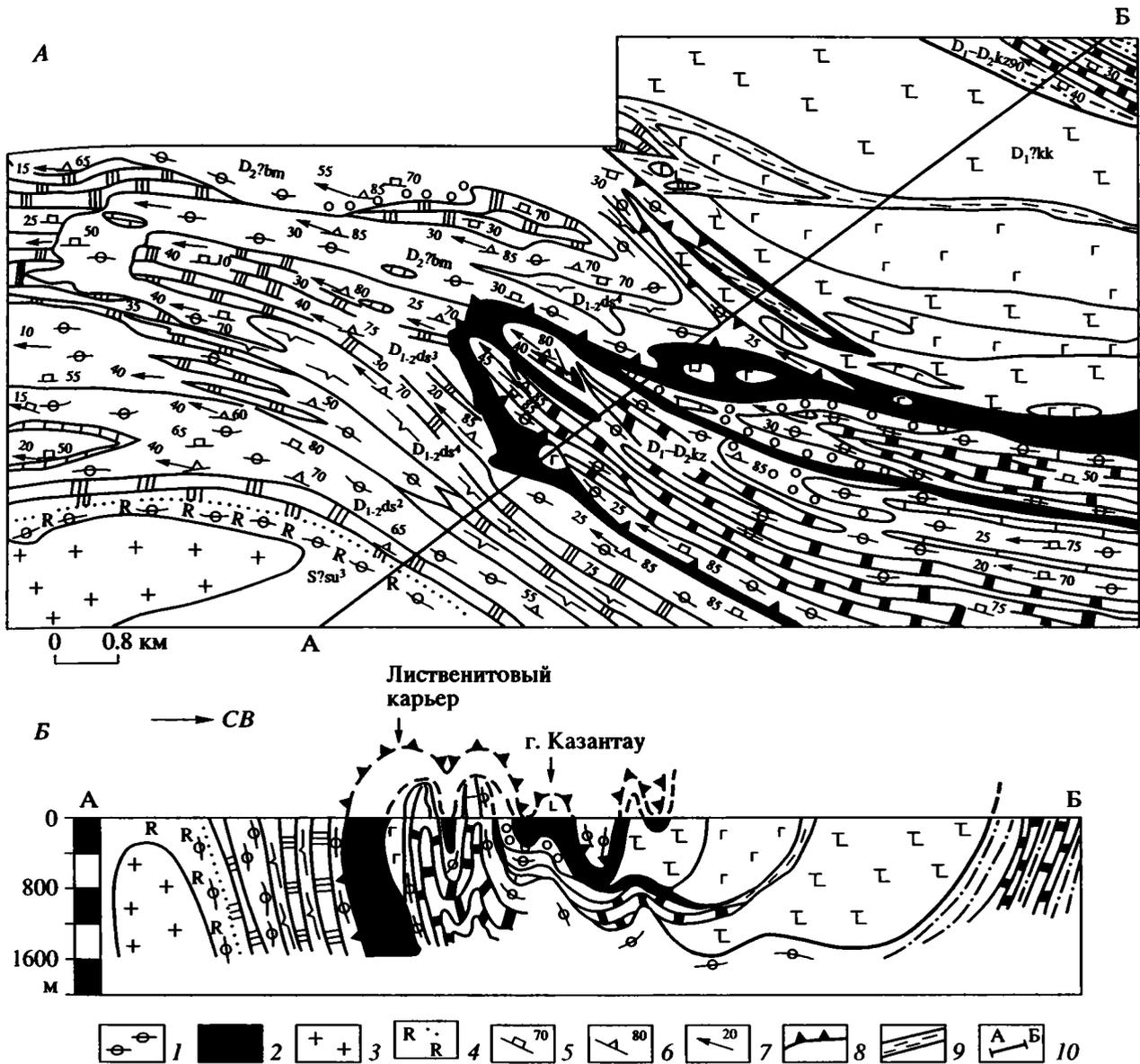


Рис. 5. Структурно-литологическая схема участка Лиственитовый карьер (А) и разрез через него (Б) (см. рис. 1). 1 – апотерригенные кристаллические сланцы; 2 – серпентинитовый меланж, превращенный в тальковые сланцы и листвениты; 3 – граниты; 4 – ореол роговиков; 5, 6 – элементы залегания: 5 – слоистости, 6 – кливажа; 7 – ориентировка линейности осей мелких складок; 8 – шов главного наволака этапа D_1 ; 9 – интенсивное рассланцевание, бластомилониты этапа D_1 ; 10 – линия разреза. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

в одну сторону – на восток или на северо-восток. Ядерные части крупных складок осложнены более мелкими структурами (рис. 5). Простираение осевых поверхностей складок этапа D_3 северо-западное, при крутом, 70° – 80° , северо-восточном наклоне.

Кливаж этого этапа деформаций грубый, селективный. Надежно он опознается в ядерных частях складок, а на крыльях становится параллельным более ранней плоскостной структуре (кливаж этапа D_1). Наиболее ярко кливаж проявлен в метатерригенных породах в виде грубых близвер-

тикальных трещин, параллельных осевой поверхности. Мощность микролитонов составляет 1–3 см.

Разрывы этого этапа достоверно не установлены, возможно, к ним относятся некоторые тектонические срывы на контактах литологических разностей.

Ориентировка и морфология складчатых структур этапа D_3 позволяют предполагать, что своим возникновением они обязаны интенсивному сжатию в северо-северо-восточном направлении, а

постоянный наклон осевых поверхностей к северо-востоку свидетельствует о частичном поддвиге во время этого процесса. Интенсивность деформаций по шкале Е.И. Паталахи [11] оценивается как V–VII тектонофазии мезозональной шовной складчатости. Время проявления этапа D₃, по участию в деформациях позднедевонской куянчикской свиты и гранитоидов Актауского массива позднепермского возраста, оценивается как позднепермское.

Этап D₂ выделен при составлении разрезов через все складчатое сооружение гор Султан-Увайс (см. рис. 1, 5). По нормальному положению нижнего крыла (казансайская свита) и перевернутому залеганию пород в верхнем крыле (Джамансайский и Тебинбулакский аллохтонные массивы) установлено наличие крупной лежащей складки с первично близгоризонтальной осевой поверхностью и выпуклостью, направленной на северо-восток. В структурный парагенезис входят также сквозной совершенный кливаж, с толщиной микролитонов 0.01–0.5 мм, и повсеместно проявленная линейность пересечения. Интенсивность деформаций по шкале Е.И. Паталахи [11] оценивается как VIII–X тектонофазии.

Здесь следует отметить, что по градационной слоистости в песчаниках султануиздагской свиты определено нормальное залегание пород в лежащем (нижнем) крыле этой складки, т.е. для комплекса Султануиздаг эта складка является антиформной. В то же время для комплекса Каракудук – это синформа. По этим данным можно сделать вывод, что в результате предыдущего этапа D₁ произошло совмещение в шарьяжный пакет двух пластин, из которых одна, скорее всего, Султануиздагская, находилась в нормальном залегании, а вторая, Каракудукская, – в опрокинутом.

Предположительно с этим этапом деформаций связано внедрение Актауского гранитоидного массива, синтектоничность которого обосновывается вытянутой овальной (конформной) формой; линейной ориентировкой темноцветных минералов, соответствующей линейности во вмещающих породах; “пластовой” отдельностью, параллельной кливажу; наличием в экзоконтактах жил гранитного состава, размещающихся в трещинах кливажа и деформированных в складки; большим количеством соскладчатых ксенолитов (скиалитов) в центральной части интрузива; соскладчатым характером восточного контакта интрузива.

Время проявления этапа деформаций D₂, по данным K–Ar геохронологических датировок гранитов [5], соскладчатому характеру Актауского интрузива, предполагается пермским.

Этап D₁ – наиболее мощный тектонический процесс, приведший к совмещению в шарьяжный

пакет латерально удаленных разрезов: офиолитового и островодужных. Основными структурами этого этапа являются мощные (десятки, первые сотни метров) наволоки на контактах аллохтонов Шейхджейли и Султануиздаг, а также Султануиздаг и Каракудук.

Наволок на контакте комплексов Шейхджейли и Султануиздаг хорошо обнажен на восточном окончании возвышенности Зенгебобо и опознается по интенсивным деформациям, проявленным в урусайской свите. Мощность зоны расслаивания, развития мелких изоклинальных складок, углеродистых бластомилонитов доходит здесь до 1.5 км. Зона содержит линзовидные тела измененных серпентинитов. Несмотря на то, что здесь урусайская свита рассматривается как стратиграфическое подразделение, авторы не исключают вариант тектонического (полимиктовый меланж) или осадочно-тектонического (полимиктовый меланж сложного генезиса) происхождения этой толщи.

Наволок на контакте комплексов Султануиздаг и Каракудук выражен зоной интенсивного расслаивания, в которой породы превращены в бластомилониты (бешмазарская свита) или серпентинитовый меланж. Наиболее обнажен этот наволок в районе Лиственитового карьера (см. рис. 5), где он представлен серпентинитовым меланжем на контакте джамансайской и бешмазарской свит с казансайской и каракудукской. Мощность меланжа от первых десятков метров до 400 м, причем наибольшие раздувы приурочены к ядерным частям наложенных складок (район Лиственитового карьера, гора Казантау). Породы в зоне интенсивно расслаиваются и превращены в тальковые сланцы с глыбами крупных тел (200–300 м в поперечнике) лиственитизированных габброидов, пироксенитов, реже – кремнистых пород и мраморов. Эта зона в настоящее время имеет довольно сложную извилистую форму, подчеркивающую наложенные складчатые деформации этапа D₃. Следует отметить, что по отношению к выше- и нижележащим комплексам эта зона является кососекающей, что опознается по косому срезанию и порой утыканию (район Лиственитового карьера) в нее различных уровней разреза.

Кроме того, к этому этапу отнесены вязкие разрывы, разграничивающие пачки пород различного состава. Они выражены зонами сгущения кливажа, в которых породы превращены в бластомилониты, хотя иногда содержат линзовидные блоки сохранившихся пород, и развиты на контактах всех стратиграфических подразделений и породных пачек. Кроме того, разрывы более мелкого порядка, мощностью в первые сантиметры, встречаются довольно часто. Эти разрывы не имеют резких ограничений и, будучи повсеместно конформными кливажу, постепенно

сливаются с ним. Вследствие наложенных деформаций последующих этапов эти разрывы приобретают вторичное крутое падение (40° – 80°) в восточных и северо-восточных румбах.

Характерным структурным элементом этого этапа является кливаж – сквозной элемент в деформированных породах. Он присутствует практически во всех литологических разностях пород (шейхджейлинская, урусайская, султануиздагская, джамансайская свиты), но интенсивность его проявления находится в зависимости от состава толщ. Хуже всего кливаж проявлен в габброидах, вулканогенных породах каракудукской свиты, где он обнаруживается с большим трудом в виде системы грубых субпараллельных трещин, с мощностью микролитонов более 20 см. Также плохо кливаж проявлен в мраморах казансайской свиты, где мощность микролитонов составляет первые сантиметры и уменьшается до нескольких миллиметров только вблизи шва с серпентинитовым меланжем. В метатерригенных породах мощность микролитонов достигает 0.01–0.5 см и кливаж подчеркнут ориентированным расположением слюдястых минералов.

Складки этого этапа очень редко опознаются и чаще представлены мелкой гофрировкой в тонкослоистых метатерригенных породах. Изоклиальный характер мелких складок и очень частое развитие кливажа параллельно слоистости позволяют сделать вывод о высокой степени сжатости более крупных складчатых форм этого этапа. Ориентировка шарниров складок и линейности пересечения практически параллельны линейности этапа D_2 . Осевые поверхности мелких складок имеют вторичные крутые наклоны (60° – 80°), изогнутые при последующих деформациях.

Результаты замеров ориентировки шарниров и линейности пересечения на изученной территории (220 замеров) обобщены в виде диаграммы (рис. 6). На этой диаграмме фиксируется расплывчатый максимум в направлении северо-запад – юго-юго-восток и северо-запад – юго-восток. Это может быть проинтерпретировано как присутствие в породах структур, относящихся к двум этапам деформации: D_2 и D_1 , т.е. на диаграммах отражен их суммарный эффект.

В связи с вышеизложенным становится ясной позиция золотых проявлений гор Султан-Увайс. Они приурочены к разрывным структурам этапа D_1 – вязким разрывам, расчленяющим шейхджейлинскую свиту на несколько пластин, большая часть проявлений – к мощной зоне между структурно-вещественными комплексами Шейхджейли и Султануиздаг (так называемая “зона Урусайского разлома”), а также к вязким разрывам в комплексе Султануиздаг (между султануиздагской и джамансайской свитами и в бешмазарской свите). Таким образом, разрывные структуры этапа D_1 в горах Султан-Увайс являются перспектив-

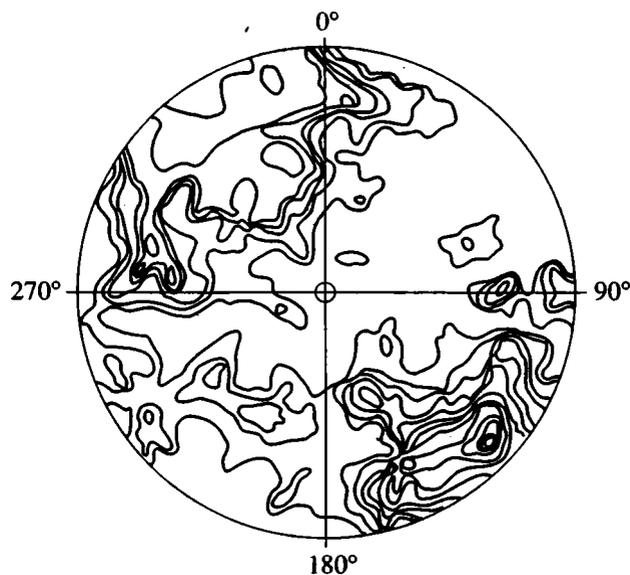


Рис. 6. Круговая диаграмма ориентировок шарниров мелких складок и линейности пересечения в породах западной части гор Султан-Увайс (центр круга 90°).

ными на золотое оруденение, так же, как и в более восточных районах Южного Тянь-Шаня [8].

Выпрямление наложенных структур последующих этапов позволяет предположить пологое положение плоскостных текстур этапа D_1 и, соответственно, главных швов, разделяющих структурно-вещественный комплекс Султануиздаг и комплексы Шейхджейли и Каракудук. Такое положение свидетельствует о поддвиговых (надвиговых) близгоризонтальных перемещениях в этот этап. Многоэтапные наложенные деформации, к сожалению, не позволяет достоверно установить направление перемещения пластин, но появление в бешмазарской свите горизонтов полимиктовых конгломератов (с галькой плагиогранитов, габбро?) и крупных экзотических карбонатных (мраморы) тел, находящихся в тонком алевропелитовом матриксе, дает возможность предположить олистостромовую природу верхней части свиты. В таком случае наиболее вероятен поддвиговый (подвиг комплекса Султануиздаг под офиолитовый аллохтон) характер этого этапа деформаций, по аналогии с Казылкумами предположительно в северных румбах. Подвиг комплекса Шейхджейли под комплекс Султануиздаг устанавливается по постоянному падению урусайской свиты под грядой мраморов другого комплекса.

Интенсивность деформации этапа D_1 по шкале Е.И. Паталахи [11] оценивается как VIII–X тектонофазии. Время проявления этапа D_1 укладывается в интервал после позднего девона (куянчикская свита), но до перми (внедрение Актауского

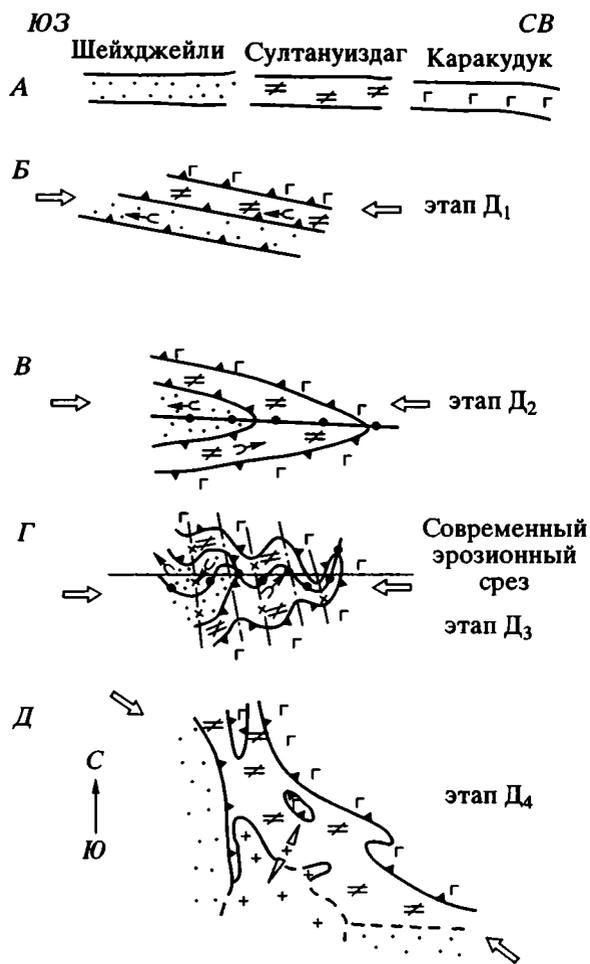


Рис. 7. Структурно-кинематическая схема палеозойских этапов деформаций в горах Султан-Увайс.

А – первичное положение структурно-вещественных комплексов; Б–Д – кинематические схемы этапов деформаций D_{1-4} (А–Г – разрезы, Д – план; большие стрелки – направление сжатия; мелкие стрелки – направление вергентности складок этапа D_1 ; остальные условные обозначения см. на рис. 1).

интрузива) и, скорее всего, относится к раннему-среднему (?) карбону.

Подводя итоги описанию этапов деформаций, проявленных в герцинских структурно-вещественных комплексах гор Султан-Увайс, остановимся на их кинематических аспектах (рис. 7). Для ранних этапов D_1 и D_2 характерен близгоризонтальный стиль перемещений горных масс. Такие перемещения могут происходить в двух случаях: в процессе субдукции и при обдукции. В нашем варианте, когда в верхних частях колонок комплексов (казанская, бешмазарская свиты) развиты олистостромовые горизонты, а матрикс представлен тонким алевролитовым материалом, свидетельствующем о значительном прогибании (глубоководный желоб?), наиболее предпочтителен первый вариант. В этап D_3 произошла дефор-

мация уже готового шарьяжного сооружения (сжатие в северо-северо-восточном направлении), и по постоянному наклону осевых поверхностей в северо-восточных румбах можно предположить частичный поддвиг в этом направлении. Зона субдукции, вероятно, располагалась к северу и северо-востоку от гор Султан-Увайс (в современных координатах), и поддвиг происходил в этом же направлении. Таким образом, этапы деформации D_1 , D_2 и D_3 связаны с зоной субдукции, функционировавшей на южной окраине Казахского микроконтинента (Срединный Тянь-Шаня) в позднегерцинское время, при закрытии Палеотуркестанского окраинного моря [2, 3, 9, 14].

Ориентировка структур этапа D_4 поперечна по отношению к предыдущим, несмотря на близкое время проявления. Структуры такой ориентировки с близвертикальными осевыми поверхностями отмечаются на всей территории Южного Тянь-Шаня (антитяньшаньское направление) и свидетельствуют о сжатии в северо-западном направлении или обязаны своим возникновением трансформным разломам позднегерцинского времени.

Чешуйчатые надвиги этапа D_5 альпийского времени хорошо изучены в восточной части Южного Тянь-Шаня [17], в последнее время установлены в Казылкумах [10]. Их возникновение связывается со столкновением гондванской группы континентов (Индийская, Иранская и др.) с Лавразией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы Западной части Южного Тянь-Шаня и их минерогения. Ташкент.: Фан, 1978. 168 с.
2. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 102 с.
3. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисиды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М.: Наука, 1976. 164 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.М., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
5. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Часть II // Хамрабаев И.Х. Ташкент: Фан, 1975. 432 с.
6. Ким О.И. Формации и метаморфизм домезозойских образований гор Султануздаг: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. ТашПИ, 1974. 28 с.
7. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
8. Мухин П.А., Савчук Ю.С. Распределение золотого оруденения в Казылкумах в связи с процессами субдукции // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент: САИ-ГиМС, 1987. С. 29–44.
9. Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Казылкумов. Ташкент: Фан, 1991. 148 с.

10. Мухин П.А., Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х. Кинематика альпийских надвигов Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1991. № 1. С. 7–11.
11. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. 169 с.
12. Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А., Шпотова Л.В., Коржаев В.П. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1988. 328 с.
13. Шульц С.С.-мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 208 с.
14. Шульц С.С.-мл. Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 156–176.
15. Шульц С.С.-мл., Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Л.: Недра, 1991. 144 с.
16. Эз В.В. Проблемы геологической съемки метаморфических образований // Сов. геология. 1988. № 9. С. 43–51.
17. Яблонская Н.А. Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. № 1. С. 61–71.

Рецензенты: В.С. Буртман, С.В. Руженцев

Paleozoic Geodynamics of the Sultan-Uvais Mountains (Uzbekistan)

Yu. S. Savchuk, R. Kh. Mirkamalov, G. A. Vanesyan, and O. A. Voronov

Institute of Mineral Resources of the Republic of Uzbekistan, ul. T. Shevchenko 11a, Tashkent, 700061 Uzbekistan

Geodynamics of Paleozoic rock associations of the Sultan-Uvais Mountains is studied. Two allochthonous terranes and a parautochthon composed of oceanic and island-arc crustal slices are distinguished. The structural analysis reveals the multistage origin of the fold-and-thrust framework and its complicated deep structure. Gold mineralization in the study area is related to the viscous fractures of the early overthrusting stage.

УДК 551.72:551.24(571.52)

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ САНГИЛЕНСКОГО МАССИВА ТУВЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

© 1997 г. В. Е. Гоникберг

Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 09.09.96 г.

Неравномерно метаморфизированные позднерифей-вендские отложения чехла древнего сиалического массива обнаруживают литоформационную зональность с нарастанием пелагичности исходных осадков в сторону раннекаледонской подвижной (с реликтами океанической коры) области. Эталонный для краевой части массива разрез демонстрирует позднедокембрийскую эволюцию рифтогенной континентальной окраины, сочетающей литоформационные признаки окраин сбросового (атлантического) и трансформно-сдвигового (калифорнийского) типов. Прекращение седиментации, деформация и метаморфизм окраинно-континентальных осадков вызваны многостадийными импульсами раннекаледонского (кембро-ордовикского) тектогенеза; при этом первичные соотношения элементов исходного разреза были существенно нарушены дислокациями надвигового и, затем, сдвигового типа.

ОБЪЕКТ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве Сангиленского массива традиционно описывается [5] выход высокометаморфизованных, преимущественно метатерригенных, пород, надстраиваемых в восточном направлении существенно карбонатным литокомплексом, верхи которого датированы скелетной фауной второй половины раннего кембрия [7]. Понимаемый указанным образом массив близок по конфигурации к современной морфоструктуре – нагорью Сангилен и может быть расширен (см. врезку к рис. 1) за счет близких к нему по разрезу фрагментов земной коры – Верхнебурен-Сизимского блока Восточной Тувы [5] и Барун-Турунского блока Северной Монголии [18]. В последнее время данный участок коры зачастую описывается (иногда вместе с его северным, отличным по характеру разреза, обрамлением) в качестве позднекембрийского микроконтинента [27], сочленившегося с другими фрагментами субконтинентальной коры региона в результате раннекаледонского (кембрий–ордовик) или ранневендского [17] коллизионного тектогенеза.

С другой стороны, Сангилен издавна рассматривался в качестве фрагмента гораздо более крупного Тувино-Монгольского массива – области древней консолидации сиалической коры и широкого распространения шельфово-карбонатных формаций конца докембрия – начала палеозоя [16], противопоставляемой области ранних каледонид Тувы. Последняя характеризуется кремнисто-базальтоидными (с линзами гипербазитов) и вулканогенно-карбонатными комплексами указанного времени и рассматривается обычно в качестве наследника краевой части крупнейшей отрицательной морфоструктуры венд-раннепа-

леозойского времени – так называемого Палеоазиатского океана. Прилегающая к этой “субокеанической” (по характеру древней коры) области часть Сангилена может быть выделена в качестве отдельной структурно-формационной зоны, названной нами [12] по характерным для нее комплексам пород (и их стратотипическим участкам) Мугуро-Чинчилигской зоной.

Специфика зоны выявляется прежде всего сопоставлением сланцево-карбонатной части ее разреза с занимающим сходное стратиграфическое положение и также существенно карбонатным комплексом более юго-восточной части массива. Здесь в хорошо изученном разрезе р. Нарын установлено [8, 9] устойчивое чередование карбонатных пород с кварцево-полевошпатовыми, кварцевыми и известковистыми метапесчаниками, а также с породами смешанного состава, превращенными в кальцифиры (сангиленская серия и литологически близкая к ней нижненарынская, или аймакская, свита). Такой набор пород свидетельствует об обстановке подвижного шельфа с периодическим обильным поступлением обломочного материала, являющегося продуктом размыва сиалических комплексов континентального массива. Несколько западнее, в низовьях рек Нарын и Эрзин, обнажается мощная толща тонкополосчатых лейкократовых гнейсов, сопоставимая по своим признакам с вероятным источником питания перекрывающихся карбонатно-терригенных осадков. Возраст терригенно-карбонатной части разреза по последним оценкам [7] может соответствовать позднему рифею; в вышележащей существенно карбонатной верхненарынской (или собственно нарынской) свите отмечены онколиты конца позднего рифея–венда [11].

Соответственно, эту, эрзино-нарынскую, часть массива можно рассматривать в качестве высокоподвижного эпиконтинентального шельфа на допозднерифейском сиалическом основании.

Напротив, на северо-западной окраине Сангилены с мраморизованными известняками ассоциируются породы типа графитосодержащих сланцев и микрокварцитов с повышенными зачастую содержаниями марганца, титана, фосфора и ванадия. Только для этой, краевой, части массива характерны протяженные горизонты амфиболитов, магнетитосодержащих пород, кварцево-слюдистых и глиноземных сланцев метапелитовой природы, а также пачки тонкого чередования микрокварцитов и карбонатных пород. Указанные ассоциации формировались, очевидно, при ограниченном поступлении обломочного материала и отвечают в основном условиям внешней части шельфа и, вероятно, континентального склона вместе с его подножием. "Окраинноконтинентальные" комплексы северо-западного Сангилены прослеживаются в хр. Хан-Хухей (Барун-Турунский блок Монголии); вероятно их возрастная сопоставимость с близкими по составу и палеотектоническому положению толщами западной части Харальского блока Тувы (междуречье Ка-Хем и Бий-Хем на врезке к рис. 1).

Целью настоящей работы является уточнение строения и первичной литологической характеристики "окраинноконтинентального" разреза северо-западного Сангилены и соответственно – установление палеотектонической природы древней окраины субконтинентального блока (микроконтинента) в позднем докембрии. Неизбежным побочным результатом подобного исследования должна являться расшифровка современной структуры опорного для воссоздания разреза Мугуро-Чинчилигской зоны участка.

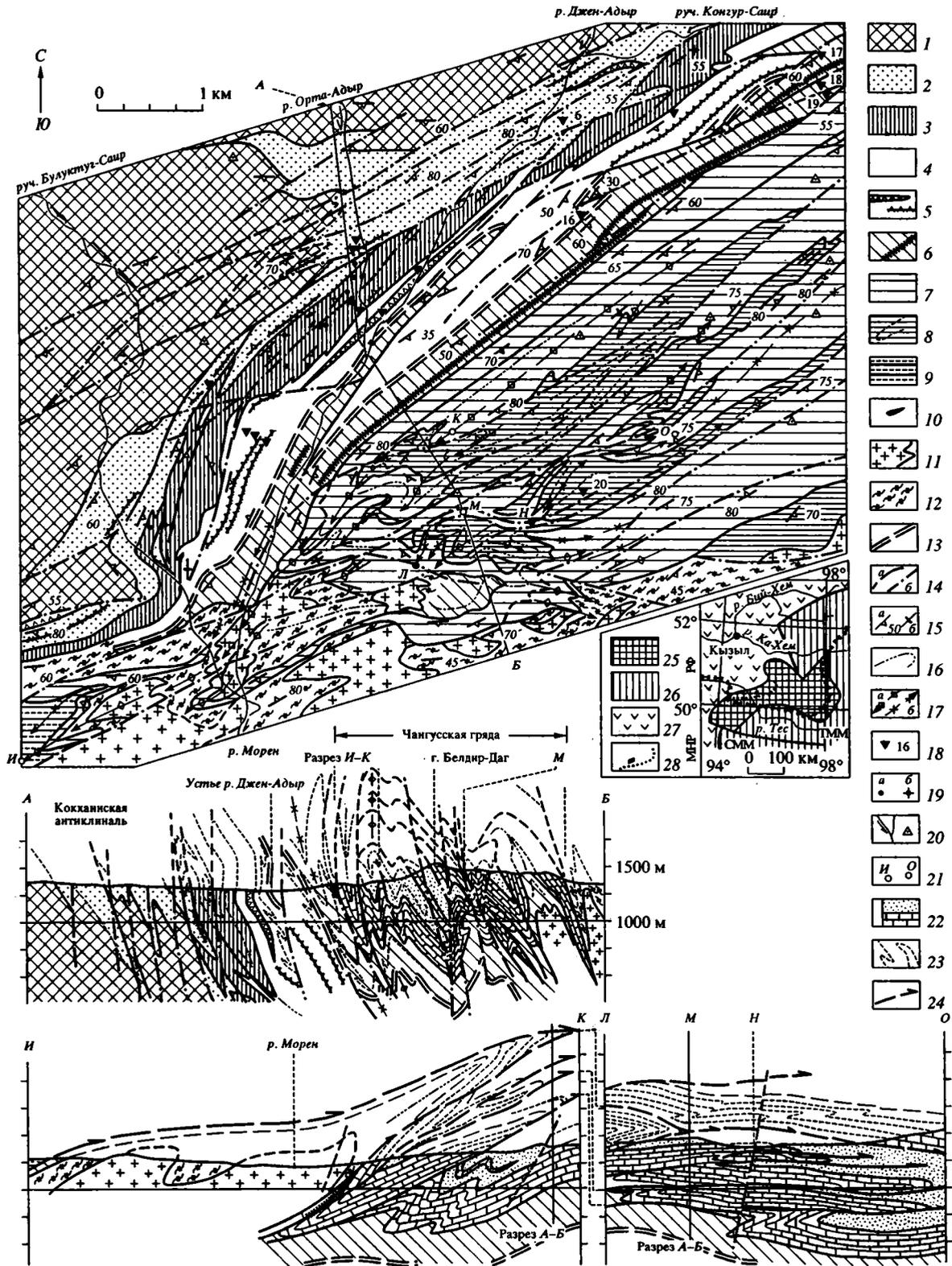
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МОРЕНСКОГО УЧАСТКА

Таким опорным участком издавна является небольшой по размерам фрагмент нижнего течения р. Морен (рис. 1), в пределах которого рядом исследователей [9, 10, 15] описан наиболее полный разрез метаморфических и метаморфизованных толщ северо-западной окраины Сангилены. Согласно указанным авторам, структура большей части участка представляет собой относительно просто построенную моноклинали на юго-восточном крыле крупной антиклинальной структуры, названной некогда А.В. Ильиным [5] Улорской антиклиналью, а нами [12] – Кокхаинским структурно-вещественным доменом. Такое представление в целом оправдано для нижней и средней частей разреза (см. рис. 1, разрез А–Б); ему, однако, противоречат сложные, прихотливо изогнутые контуры контакта карбонатных и сланцевых

отложений верхней (по традиционной трактовке) части разреза, слагающих хорошо выраженную в рельефе морфоструктуру – Чангусскую карбонатную гряду, уходящую в северо-восточном направлении далеко за пределы показанного на рис. 1 участка. Характерно, что если упомянутым выше исследователям Чангусская гряда представлялась в виде сложно построенной синклинали, то другие авторы приписывали ей антиклинальное строение [1, 2] либо считали ее фрагментом моноклинали, тектонически перекрытым аллохтонной карбонатной пластиной [25].

Представляется, что наблюдаемая в юго-восточной части участка (см. рис. 1) конфигурация геологических контактов естественнее всего объяснима наложением здесь поздних крутостоящих складок на более раннюю систему исходно пологих складок и сопряженных с ними разрывов. Действительно, разрезы *И–К* и *Л–М–Н–О* к рис. 1, построенные вдоль шарниров поздних складок, демонстрируют фрагменты древней чешуйчатой структуры, дислоцированной с образованием поздних складок, отраженных поперечным разрезом *А–Б*. Такая трактовка находит косвенное подтверждение в сходном структурном стиле, установленном для более северо-западных частей Мугуро-Чинчилигской зоны [4, 12, 21]; признаки наложения разновременных складчатостей отмечаются (см. разрез *А–Б* на рис. 1) и в пределах квазимоноклинали нижней части моренского разреза.

При принятой (и отраженной на рис. 1) трактовке структуры Моренского участка последовательность основных стратиграфических единиц сохраняется той же, что и в традиционных интерпретациях [9, 10, 15]; с другой стороны, учтены те особенности строения участка, которые послужили основанием для альтернативных представлений о его структуре. Так, карбонатный аллохтон А.А. Терлеева [25] соответствует на рис. 1 нескольким многоэтажно расположенным пластам; кроме того (см. разрез *А–Б* на рис. 1), подтверждается представление об антиформной, в целом, структуре данного сегмента Чангусской гряды [1, 2] и о разломной природе ее северо-западного ограничения [1, 2, 21]. По-видимому, антиформно изогнутый чешуйчатый пакет карбонатных и сланцевых отложений верхней части разреза был косо (с правосдвиговой в плане компонентой смещения) взброшен относительно сложенного более древними породами крыла Кокхаинской (Улорской, по А.В. Ильину [5]) антиклинали. При этом многие продольные разрывы позднего структурного парагенезиса развились путем подновления приведенных в крутое положение фрагментов ранних (исходно пологих) чешуйчатых разрывов.



ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ И УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ПОРОД

В пределах Моренского участка выделяются три крупных комплекса стратифицированных, преимущественно метаосадочных пород. Верхний из них включает мраморизованные карбонатные породы и перекрывающие их [9, 10, 15] углеродистые сланцы и мог бы именоваться чангусским. Два других комплекса в совокупности отвечают тесхемской и мугурской свитам А.В. Ильина [5, 15]. Петрографическая характеристика пород приведена во многих работах [3, 9, 13], петрохимическая – сведена в таблице. Для определе-

Рис. 1. Геолого-структурная схема Моренского участка. Составлена с учетом данных [9, 25] и материалов А.В. Ильина (ИЛСАН).

Стратифицированные комплексы Моренского разреза: 1 – нижний структурный этаж, метатерригенная толща (“тесхемские гнейсы”); 2–6 – верхний структурный этаж, метаморфическая толща пестрого состава: 2 – подамфиболитовые лейкократовые (“верхнемугурские”) гнейсы, переходящие в кристаллосланцы, 5 – прослой и пластовые линзы амфиболитов в гнейсах под- и надамфиболитовой пачек, 6 – подкарбонатная (“верхнемугурская”) кристаллосланцевая пачка и горизонт амфибол-магнетитовых кварцитов в ней; 7–9 – верхний этаж, карбонатно-черносланцевая толща: 7 – пачка мраморизованных известняков, 8 – углеродистые сланцы с линзующимися прослоями известняков (пунктир), 9 – чередование силикатсодержащих мраморов и карбонатсодержащих гнейсов. **Плутоногенные образования:** 10 – линзы метагипербазитов; 11 – гранитоиды; 12 – гнейсы и гранито-гнейсы по сланцам под- и надкарбонатной пачек Моренского разреза. **Элементы структуры:** 13 – тектонический (?) контакт “нижне-” и “верхнемугурской” пачек; 14 – прочие разрывные нарушения: а – ранние, частично обновленные, б – поздние; 15 – элементы залегания: а – наклонные без разделения нормальных и опрокинутых, б – субвертикальные; 16–17 – предполагаемые оси складок: 16 – раннего (фрагменты), 17 – поздних структурных антиклизисов: а – антиформные, б – синформные, стрелки указывают погружения шарниров. **Прочие обозначения:** 18–19 – места отбора проб, использованных в таблице: 18 – индивидуальные (номера соответствуют порядковым номерам в таблице), 19 – для расчета средних составов пород амфиболитового горизонта: а – преобладающего типа, б – железистых; 20 – водотоки и вершины; 21 – точки, фиксирующие положение разрезов, построенных вдоль осей складок поздней генерации. **Дополнительные обозначения к разрезам:** 22 – мраморизованные известняки (а) и углеродистые сланцы (б) карбонатно-черносланцевой толщи; 23 – структурные линии; 24 – смещения по древним надвигам. **Обозначения к врезке:** 25 – Сангиленский массив и его блоки-сателлиты; 26 – остальная часть территории Тувино-Монгольского (ТММ) и Срединно-Монгольского (СММ) массивов дофанерозойской частичной консолидации сиалической коры; 27 – ранние каледониды Тувы; 28 – юго-восточная границы Мугуро-Чинчилийской зоны Сангилен и местоположение Моренского участка.

ния первичной природы метаосадочных пород использована диаграмма О.М. Розена, обобщившего данные по составам неметаморфизованных песчаников и седиментационно связанных с ними алевропелитов (рис. 2). Входящие в разрез амфиболиты образовались преимущественно по вулканитам основного состава [11].

1. **Нижняя метатерригенная толща** (“тесхемские гнейсы”) слагается достаточно однородными и, как правило, относительно крупнокристаллическими слюдяными гнейсами, переходящими иногда в гранито-гнейсы. Для этих пород характерны хорошо оформленные кристаллобластические структуры и удлиненные, подчеркивающие сланцевитость, агрегаты и крупные чешуи слюды, ориентированные, как правило, параллельно вещественной полосчатости пород. Составы гнейсов (см. № 1 в таблице и рис. 2, А) позволяют считать их продуктом метаморфизма граувакковых песчаников и алевролитов (см. рис. 2, Б); при этом достаточно высокие содержания K_2O могут быть связаны с наложенными ультраметатерригенными процессами. Метаморфизм толщи производит впечатление достаточно однородного по площади; детальное петрографическое исследование [3, 21] указывает на замещение ранних силлиманит- и дистенсодержащих ассоциаций поздними парагенезисами с андалузитом и кордиеритом. Гнейсовидность и минеральная полосчатость пород грубо конформны залеганию стратифицированных образований, перекрывающих нижнюю терригенную толщу. Внутри сложенной этой толщей Кокхайнской антиклинали отмечаются, однако, линзовидные или заливообразные в плане поля пород, сходных по облику с метаморфитами вышележаей толщи.

2. **Метаморфическая толща пестрого состава** соответствует мугурской свите А.В. Ильина [15] и включает также верхи тесхемской свиты, сопоставимые по характеру метаморфизма не с подстилающими “тесхемскими гнейсами”, а с вышележащими породами. Взятая в целом данная толща отличается от “тесхемских гнейсов” не только пестрым набором слагающих ее пород, но и неравномерностью метаморфизма, нарастание которого в юго-западном направлении может быть связано с наложенными процессами, синхронными становлению гранитоидных тел южной части участка [2, 3]. Толща расчленяется на четыре пачки.

Базальные “верхнетесхемские гнейсы” отличаются от нижележащих “тесхемских гнейсов” большей, как правило, лейкократовостью, наличием реликтовых бластосаммитовых структур, малыми количествами калишпата и слюды, изменением (за счет прорастающих чешуек серицита) обликом плагиоклаза. Слюда в типичном случае представлена преимущественно плохо оформленным железистым биотитом, обычно почти нацело хлоритизированным; для тонкозернистых

Составы пород Моренского разреза Мугуро-Чинчилигской зоны

Компоненты	1 ¹	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	(4)	(3)	1442	1446А	1446В	1553	(3)	(9)	1450	1379Б
SiO ₂	69.10	73.20	76.54	78.72	50.50	74.00	48.64	48.01	50.71	72.51
TiO ₂	0.53	0.44	0.16	0.26	2.46	0.34	2.03	1.19	0.94	0.30
Al ₂ O ₃	15.00	13.50	11.99	10.44	15.47	13.00	13.17	13.75	13.63	12.60
Fe ₂ O ₃	5.15	4.16	2.77	2.74	14.20	4.05	16.95	13.62	12.14	3.65
MnO	0.18	0.08	0.03	0.07	0.18	0.08	0.24	0.19	0.18	0.09
MgO	1.64	1.16	0.30	1.29	3.54	1.00	5.17	7.53	8.82	0.96
CaO	1.59	1.46	0.53	1.09	9.06	1.79	9.88	12.41	9.50	1.28
Na ₂ O	2.24	2.24	3.15	2.92	2.61	2.50	2.53	1.77	0.99	3.70
K ₂ O	3.56	2.12	2.89	1.16	0.80	1.74	-0.23	0.16	1.00	0.97
P ₂ O ₅	0.14	0.12	<0.04	0.08	0.22	<0.04	0.16	0.07	0.16	<0.04
П.п.п.	1.08	1.47	1.11	0.73	<0.50	0.95	-0.60	-0.80	1.43	3.41
Сумма	100.21	99.95	99.50	99.50	99.50	99.50	-99.60	99.50	99.50	99.50
Rb	122	82	72	47	11	53	<9	<9	70	23
Ba	-	-	824	304	152	654	116	46	360	233
Sr	201	227	50	228	421	274	166	169	95	154
Y	32	23	29	11	30	18	32	23	25	27
Zr	199	195	215	130	177	155	146	65	84	141
Ti/Zr	16.0	13.5	4.5	12.0	83.4	13.2	83.4	109.8	67.1	12.8
Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	1379А	1554	1377	1376	1374	1384	1080	1078Г	1078Б	1132
SiO ₂	46.34	72.49	65.30	63.56	44.27	64.66	67.19	65.45	68.20	69.99
TiO ₂	1.91	0.43	0.68	0.74	2.65	0.65	0.59	0.58	0.64	1.19
Al ₂ O ₃	15.89	12.94	15.48	16.54	7.89	17.08	16.05	15.55	17.59	15.08
Fe ₂ O ₃	12.63	4.81	6.87	6.76	15.19	7.95	5.76	6.57	4.00	2.03
MnO	0.28	0.22	0.27	0.25	0.20	0.24	0.13	0.23	0.08	0.06
MgO	5.98	1.34	2.31	3.08	16.18	2.79	1.68	2.61	1.30	0.92
CaO	11.59	1.73	2.71	2.14	9.82	0.76	1.29	1.59	0.68	0.34
Na ₂ O	2.61	1.93	1.57	3.08	0.58	1.00	1.29	3.00	0.59	1.00
K ₂ O	0.36	1.87	3.04	2.74	0.19	3.11	2.95	2.02	3.88	2.97
P ₂ O ₅	0.27	<0.04	0.07	0.17	0.06	0.07	0.11	<0.04	0.04	<0.04
П.п.п.	1.63	1.68	1.19	0.82	2.48	1.19	2.46	1.88	2.50	5.92
Сумма	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50
Rb	12	55	91	72	<9	137	84	83	128	101
Ba	260	510	699	627	81	1003	1299	430	752	16570
Sr	268	262	270	216	18	199	177	141	276	79
Y	30	26	21	36	15	26	25	34	23	104
Zr	139	160	111	193	161	198	206	164	197	261
Ti/Zr	82.4	16.1	36.8	23.0	98.8	19.7	17.2	21.2	19.5	27.4

Примечание. ¹ Над чертой – порядковый номер, ниже – номер образца или (в скобках) – количество образцов, использованных при подсчете средних значений. Породообразующие компоненты – в масс.%, малые – в г/т; прочерк – не определялись. №№ 1, 2 – данные Х.Г. Ильинской, ИЛСАН. Анализы проб автора (№№ 3–20) выполнены в Наро-Фоминской комплексной экспедиции ВИМС: силикатные – рентгеноспектральным методом с дополнительным определением Na₂O и п.п.п.; определения Rb – фотометрической пламени, Ba – рентгенорадиометрическим и Sr, Y, Zr – рентгеноспектральным методом. Содержание Ba в обр. 1132 подтверждено рентгенофлуоресцентным методом (ИЛСАН). Данные об элементах группы железа в амфиболитах см. в [11]. Всё железо в окисной форме.

1 – нижняя метатерригенная толща ("тесхемские гнейсы"). 2–19 – метаморфическая толща пестрого состава: 2–6 – подамфиболитовая ("верхнетесхемская") пачка: 2 – гнейсы по данным Х.Г. Ильинской, 3 – гнейс биотитовый (до 3%), 4 – плагиогнейс биотитовый (до 5%), 5 – амфиболит кварцсодержащий, 6 – плагиогнейс гранатсодержащий с хлоритом (до 5%, с реликтами биотита) и признаками наложенного расщепления; 7–9 – амфиболитовый горизонт [11], амфиболиты: 7 – железистые, 8 – преобладающего типа, 9 – лейкократовый кварцсодержащий с реликтами бластоносаммитовой структуры; 10–16 – надамфиболитовая ("нижнемугурская") пачка: 10 – плагиогнейс тонкополосчатый биотитовый (до 4%) с порфиробластами граната, 11 – амфиболит, 12 – плагиогнейс биотито-мусковитовый гранатсодержащий, 13 – плагиогнейс биотитовый (до 15%) с калишпатом, 14 – то же с крупными порфиробластами граната, 15 – амфиболит меланократовый, 16 – плагиогнейс мусковито-биотитовый (в сумме до 25%) со ставролитом и кордиеритом; 17–19 – подкарбонатная ("верхнемугурская") пачка, кристаллосланцы: 17 – биотит-мусковит-кварцевый со ставролитом и кордиеритом, 18 – ставролит-мусковит-биотит-кварцевый с плагиоклазом, хлоритом и редкими порфиробластами граната, 19 – кордиерит-андезин-мусковит-кварцевый с графитом и биотитом. Карбонатно-черносланцевая толща: 20 – сланец углеродисто-мусковит-кварцевый с силлиманитом, плохо оформленным плагиоклазом и окисленными сульфидами. Места отбора проб автора показаны на рисунках 1 и (приблизительно) 3, А.

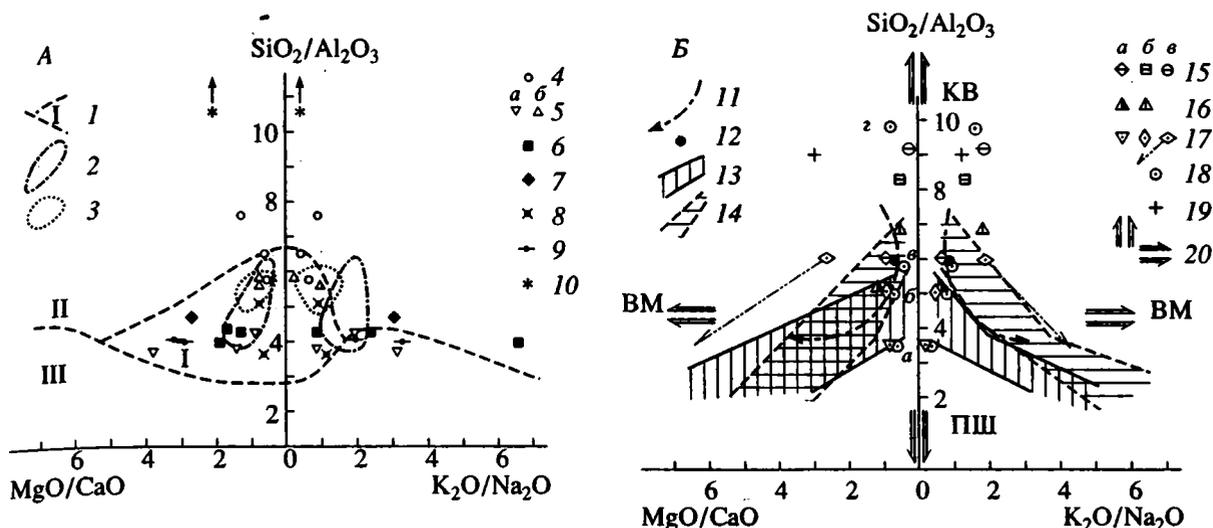


Рис. 2. Диаграмма О.М. Розена [22] для метатерригенных пород Моренского разреза (таблица) и южного обрамления Чангусской гряды (А), сопоставленных с составами пород характерных осадочных комплексов и геодинамических обстановок (Б).

1 – эталонные поля составов, по О.М. Розену: I – граувакки, II – субграувакки и литовые арены, III – граувакковые пелиты; 2, 3 – поля составов, по Х.Г. Ильинской (средние составы приведены в таблице): 2 – гнейсы нижней метатерригенной толщи (“тешемские”), 3 – гнейсы подамфиболитовые (“верхнетешемские”); 4–7 – пробы автора: гнейсы “верхнетешемские”, 5 – гнейсы надамфиболитовые “нижнемугурские”: а – лейкократовые, б – вышележащие по разрезу мезократовые, в – сланцы “верхнемугурские”; 7 – карбонатно-черносланцевая толща, сланец углеродисто-мусковит-кварцевый; 8–10 – породы южного обрамления Чангусской гряды, по данным автора: 8 – гнейсы силлиманит-кордиеритбиотитовые, южная часть Моренского участка, 9 – кристаллосланцы по сланцам карбонатно-черносланцевой толщи, низовья рек Баян-Кол и Улор, 10 – метапесчаник стратотипической чинчилингской свиты, низовье р. Улор ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 19.2$); 11 – генерализованный тренд смены пород метаморфической толщи пестрого состава снизу вверх по разрезу; 12 – средний (по 6 образцам, нашим и Х.Г. Ильинской) состав подамфиболитовых гнейсов этой толщи; 13, 14 – поля сопряженных составов песчаников, алевролитов и аргиллитов, характерные [29] для петрогенных (13) и литокластогенных (14) граувакк; 15–19 – средние составы: 15 – граувакк (а), субграувакк – литовых арены (б) и аркозов (в), по [36], 16 – граувакк эвгеосинклиналей (а) и многоэосинклиналей (б), по [35], 17 – граувакк, по [24]; а – вулканогенных малокварцевых формации Болдуин, девон Австралии, б – промежуточных по содержанию кварца Францисканской формации, юра–мел, США, в – богатых кварцем формации Гринленд, ордовик Новой Зеландии, острие стрелки – средний состав аргиллитов этой формации, 18 – песков и песчаников, по [31] (буквами обозначены бассейны: а – океанических островных дуг, б – дуг на континентальной коре, в – активных окраин андийского и калифорнийского типов, г – пассивных окраин); 19 – песчаников палеозойских пассивных окраин Восточной Австралии, Тасмании и Новой Зеландии (арифметическое среднее из 4 средних составов [31]); 20 – тренды изменения составов граувакк [22] за счет привноса: КВ – кварца, ПШ – плагиоклава, ВМ – вулканического материала.

разностей характерен также мусковит, количество которого коррелирует со степенью рассланцевания. Под микроскопом зачастую устанавливается тонкая реликтовая слоистость, выраженная чередованием разных по составу (например, существенно кварцевых и кварцево-полевошпатовых) слоев, и высокая степень идиоморфизма кварцевых (исходно обломочных) зерен к полевошпату. Иногда среди преобладающих кварцево-полевошпатовых гнейсов фиксируются пропластки кварцито-гнейсов или существенно плагиоклазовых пород, имеющих, возможно, туфогенную природу. В верхах пачки присутствуют маломощные (до 2 м) субогласные тела достаточно крупнокристаллических низкомагнезиальных амфиболитов (см. № 5 в таблице), имеющих, судя по их облику, метагбродную природу.

По химическому составу (см. №№ 2–4, 6 в таблице и рис. 2, А) лейкократовые “верхнетешемские гнейсы” отвечают кислым (обогащенным

кварцем) граувакковым и субграувакковым песчаникам с относительно небольшой долей межзернового глинистого вещества при высокой доле полевошпатовых обломков (вероятно, преимущественно тонкозернистых и послуживших одним из компонентов того оформившегося при диагенезе алевропелитового матрикса, который в ходе метаморфизма был перекристаллизован в полевые шпаты, слюду и хлорит). Некоторые образцы лейкократовых гнейсов (см. № 4 и особенно № 3 в таблице) приближаются по составу к аркозам. Рассчитанный для всех 6 проанализированных образцов средний состав (рис. 2, Б) оказывается очень близким к среднему песчанику активных континентальных окраин по М. Бхатия [31], представляющему, согласно этому автору, совокупность геодинамических обстановок андийского (с субдукцией) и калифорнийского (с трансформным сдвиганием) типов. В обоих случаях источником осадков служит [31] приподнятая и быстро

размываемая суша, сложенная полнокристаллическими метаморфическими породами, гранитоидами или кислыми вулканитами. Представляется, что сходное сочетание палеогеографических условий и состава размываемого субстрата может возникать иногда и в связи с пассивными континентальными окраинами, а также с приконтинентальными бортами задуговых бассейнов японорского типа.

Нижний контакт пачки обычно фиксируется изменением минерального состава пород и возрастанием (ниже поверхности контакта) степени их метаморфической перекристаллизации. В ряде случаев есть основание предполагать субсогласно-тектонический характер контакта, подчеркнутую полосами дислокационно-метаморфических кварцево-мусковитовых сланцев. Видимая мощность пачки превышает 250 м.

Моренский амфиболитовый горизонт [11] сложен в основном мезократовыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами, отвечающими по составу (№ 8 в таблице) умереннотитанистым толеитовым базальтом, характерным для структур растяжения внутриокеанического, окраинноморского, а также (если отвлечься от содержания K_2O) внутриконтинентального типов. Кроме того, отмечены более железистые и титанистые разности (№ 7 в таблице), соответствующие ферробазальтовым дифференциатам толеитов. Верхняя часть горизонта сложена преимущественно лейкократовыми кварцсодержащими амфиболитами, в которых иногда сохраняются реликтовые структуры вулканогенно-обломочных мелановакк (№ 9 в таблице). В пределах горизонта отмечены две небольшие согласные линзы метаморфизованных ультраосновных пород [11].

Контакт амфиболитов с подстилающей пачкой, как правило, тектонический (см. рис. 1); в низовьях руч. Орта-Адыр устанавливается, однако (см. разрез А-Б на рис. 1), переслаивание лейкократовых гнейсов с породами преобладающего в Моренском горизонте типа. Истинная мощность горизонта может быть оценена в 120–150 м.

Существенно гнейсовая ("нижнемурская") пачка сложена в основном гранатсодержащими биотитовыми гнейсами. Гнейсы нижней части пачки (№№ 10, 12 в таблице) отличаются от пород подамфиболитовой пачки мелкозернистостью, большим количеством листоватых минералов с преобладанием хорошо оформленного биотита, присутствием чистых зерен и порфиробластов граната. Выше лежащие менее кремнекислые плагиогнейсы (№№ 13, 14 в таблице) и сходные с ними по минеральному составу кристаллосланцы иногда содержат заметные (до 10%) количества граната, а также ставролит. В верхах пачки отмечаются обогащенные ставролитом (до 10%) породы, переходные по облику от гнейсов к кристаллосланцам

(№ 16 в таблице). Закономерная смена состава гнейсов вверх по разрезу пачек может объясняться (см. рис. 2, А) возрастанием доли глинистого матрикса в исходных тонкообломочных осадках с появлением в верхах пачки существенно пелитовых (см. № 16 в таблице) пород.

Метаосадочные породы включают прослой меланократовых амфиболитов, наиболее мощный (до 50 м) из которых (№ 11 в таблице) венчается очень лейкократовыми амфиболитами по мелановакковому песчаникам или туфогенно-осадочным породам [11]. Другие прослой маломощны (до 2 м), сложены магнезиальной роговой обманкой с небольшим количеством плагиоклаза (№ 15 в таблице) или амфиболом тремолит-актинолитового ряда и соотносятся по химизму высокомагнезиальным базальтам или габброидам [11]. Ориентировочная мощность пачки превышает 300 м; контакт ее с подстилающими лейкократовыми (по вулканогенно-осадочным породам) амфиболитами, по-видимому, нормальный стратиграфический.

Существенно кристаллосланцевая ("верхнемурская") пачка сложена в основном кварц-(плагиоклаз)-сланцевыми сланцами, обычно содержащими ставролит (до 10%, иногда 20%) и гранат, реже силлиманит и кордиерит и иногда дистен (№№ 17–19 в таблице). По химическому составу эти породы сопоставимы с умеренно кислыми и относительно глиноземистыми мезократовыми гнейсами верхней части подстилающей "нижнемурской" пачки (см. рис. 2, А). Кроме того, в разрезе отмечаются гранатсодержащие биотитовые и биотито-роговообманковые гнейсы, слюдисто-полевошпатовые, с турмалином, кварцитами, тонкие прослой существенно амфиболовых (до 35% бледноокрашенной роговой обманки) пород. В верхах разреза присутствует пласт магнетитовых кварцитов и кварц-магнетит-амфиболовых пород, подстилаемых кварцево-сланцевыми (зачастую с графитом и кордиеритом) сланцами. Местами отмечаются 2 или 3 пласта магнетитсодержащих пород, что в большинстве случаев объяснимо усложнением видимого разреза изоклинальными складками и продольными разрывами. Содержание чешуйчатого графита в сланцах верхней части пачки может достигать 5–15% [28]; к контактам высоко- и низкоуглеродистых разностей сланцев приурочены маломощные линзы фосфоритов, зачастую замещаемые по простиранию бесфосфатными известняками [30]. Характерно также присутствие в составе пачки очень высокоглиноземистых ($Al_2O_3 = 19.0–21.8\%$ при $K_2O = 4.1–4.2\%$) ставролит- и силлиманитсодержащих сланцев [13], которые отвечают по составу монтмориллонитовым и еще более глиноземистым глинам, отождествляемым с переотложенными в морском бассейне корама континентального выветривания.

Принимая во внимание сложную структуру пачки (см. разрезы к рис. 1), определяем, что истинная мощность ее может варьировать в интервале 120–250 м. Подошва пачки трактуется нами в качестве субсогласной тектонической поверхности типа древнего пологого надвига, впоследствии дислоцированного. Такое представление оправдано вовлеченностью “верхнемугурских” пород в единую с перекрывающей толщей систему исходно пологих дислокаций (см. разрезы к рис. 1) и отчасти подтверждается ретроградной измененностью пород в зоне контакта [21]. Амплитуда смещения по предполагаемому нарушению была относительно невелика, поскольку исходно алевропелитовый, с железистыми и углеродистыми прослоями, комплекс “верхнемугурских” осадков литологически преемственен по отношению к существенно алевролитовому, как представляется, комплексу верхней части подстилающей “нижнемугурской пачки”.

Рассматриваемый в целом разрез метаморфической толщи пестрого состава демонстрирует закономерную эволюцию исходных осадков от базальных полевошпато-кварцевых песчаников к гемипелагическим алевропелитам (рис. 2, Б), которые в верхах толщи зачастую углеродисты и ассоциируют с чисто пелитовыми, карбонатными, железистыми и фосфорноносными осадками. Подобная смена отвечает ситуации углубляющегося морского бассейна, существовавшего рядом с размываемым континентальным блоком [33]. При этом поступление терригенного материала со временем ослабевало, а на состав осадков начинала влиять внутрибассейновая вулканическая деятельность, с которой могут быть связаны эггалационно-осадочные [20] концентрации железа. Реконструируемая эволюция осадконакопления может быть характерной для задугового бассейна (тыловой его части) или для рифтогенной (пассивной) окраины расширяющегося океанического бассейна. Антидромная, в первом приближении, направленность вулканизма, зафиксированная составами амфиболитов (см. таблицу), соответствует схеме развития бассейна, углубляющегося в процессе растяжения подстилающей континентальной коры.

3. **Карбонатно-черносланцевая толща** в соответствии с преобладающими представлениями и интерпретацией рис. 1 разделена на две пачки.

Карбонатная пачка сложена относительно массивными или полосчатыми (за счет тонких прослоев глинистых известняков, глинистого или алевропесчанистого материала) графитсодержащими, пахнувшими сероводородом, мраморизованными известняками мощностью порядка 200–300 м (см. рис. 1). По формационным признакам эта единица разреза приближается к мергельно-известняковой формации эпиконтинентальных морей и пассивных континентальных окраин [23], причем

в некоторых отношениях – к битуминозной (доманиковой) ее субформации, которая характеризует умеренно глубоководные условия нижней части широкого шельфа (или тектонически отторгнутых от него карбонатных платформ) и режим относительной стабилизации континентальной окраины на фоне масштабной трансгрессии и почти полного прекращения притока обломочно-го материала. Контакт известняков с подстилающей “верхнемугурской” пачкой обычно совпадает с субсогласным разрывом (см. рис. 1); однако залегания пород по обе стороны разрыва субпараллельны, и резкого изменения степени метаморфизма не наблюдается.

Углеродисто-сланцевая пачка сложена в основном мелкокристаллическими графит-мусковит-кварцевыми сланцами и близкими к ним по составу сланцеватыми микрокварцитами с примесью олигоклаза, силлиманита, сульфидов, иногда карбоната или турмалина. При повышении степени метаморфизма в тектонически наиболее сложно построенных участках эти породы переходят в кварц-плаггиоклаз-биотитовые, с гранатом, сланцы и гнейсы, неотличимые от пород подкарбонатной “верхнемугурской” пачки; по карбонатсодержащим разностям сланцев при этом могут развиваться биотито-роговообманковые плаггиогнейсы.

По своему исходному составу преобладающие разности пород углеродисто-сланцевой пачки могут отвечать органогенным глинисто-кремнистым илам, обогащенным [9] примесью микрообломочного, алевритовой размерности, кварца. Подобные осадки могли отлагаться в более глубинных по сравнению с породами карбонатной пачки условиях, наступающих тогда, когда в ходе прогрессирующего погружения шельфовой платформы резко меняется соотношение карбонатного и глинисто-кремнистого компонентов илов. По формационным особенностям углеродисто-сланцевая пачка сочетает признаки неритической кремнисто-глинистой фосфоритоносной формации пассивных окраин и кремнистых и черносланцевых вариантов гемипелагической терригенно-глинистой формации океанических бассейнов [23]. Преобладающие в разрезе пачки графит-мусковит-кварцевые породы достаточно близки к “подкарбонатным” сланцам нижележащей толщи, отличаясь от них меньшей, как правило, степенью метаморфизма (меньшие размеры минеральных индивидов и отсутствие биотита). Сочетание больших, по сравнению с подкарбонатными сланцами, значений отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, MgO/CaO и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. обр. 20 из таблицы на рис. 2, А) свидетельствует об относительно повышенном содержании глинистого матрикса в надкарбонатном осадке при одновременно большей доле кварца в его тонкообломочной фракции. Очевидно, подобное сочетание может служить

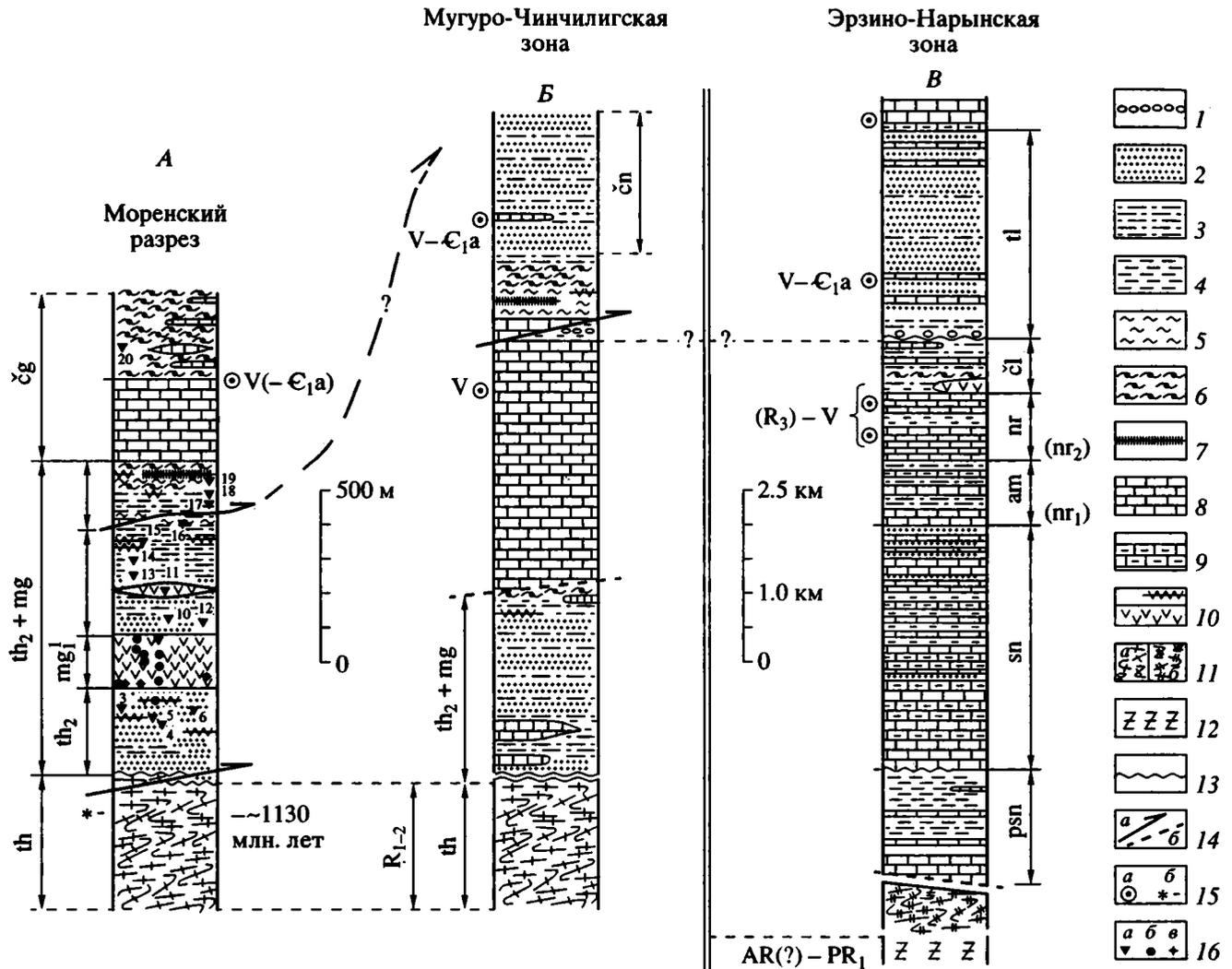


Рис. 3. Реконструированный разрез Моренского участка (А), сопоставленный с разрезами низовий рек Кескелиг, Чангус и Улдун (Б, с использованием данных А.В. Ильина, Г.П. Александрова, Г.Б. Гинцингера, Б.А. Блюмана) и среднего-верхнего бассейна р. Нарын (Б, по А.С. Гибшеру, А.А. Терлееву [7, 8, 26 и др.] и данным А.В. Ильина).

1–10 – первичные породы верхних структурных этажей: 1 – конгломераты и гравелиты, 2 – преимущественно псаммиты, 3 – алевропсаммиты и алевролиты, 4 – алевропелиты, 5 – пелиты (в частности, кремнистые), 6 – пелиты и алевролиты углеродистые, 7 – железистые осадки, 8 – карбонатные осадки, 9 – терригенно-карбонатные отложения, 10 – вулканиты основного состава, включая субвулканические силлы и вулканикомитовые породы; 11, 12 – метаморфические породы нижних структурных этажей: 11 – гнейсы: а – слюдяные, иногда с дистеном, б – пестрого состава, 12 – гнейсы повышенной степени метаморфизма с реликтами гранулитовых ассоциаций; 13, 14 – несогласия: 13 – стратиграфические, в том числе структурно-метаморфические, 14 – тектонические по древним пологим разрывам: а – надвигам, б – неясного, возможно, сбросового типа; 15 – возрастные определения соответствующих частей разрезов: а – палеонтологические, по [1, 26], б – радиологическое U-Pb методом по верхнему пересечению дискордии [17]; 16 – пробы автора из таблицы: а – индивидуальные; б, в – амфиболитов преобладающего типа и железистых. Обозначение стратиграфических единиц (толщ) Мугуро-Чинчилигской зоны: th – нижняя метатерригенная (“тесхемские гнейсы”); $th_2 + mg$ – метаморфическая пестрого состава (включает мугурскую и верхи тесхемской свит А.В. Ильина [5, 15]

и 4 пачки рис. 1 и таблицы); $\check{c}g$ – карбонатно-черносланцевая (“чангусская”); $\check{c}n$ – верхняя (?) терригенная (стратотипическая чинчилигская). Толщи Эрзино-Нарынской зоны, по А.С. Гибшеру, А.А. Терлееву [7, 8 и др.]: psn – предсангиленская, sn – сангиленская, $am(nr_1)$ – аймакская (нижненарынская), $nr(nr_2)$ – нарынская, $\check{c}l$ – чолдинская, ti – тельхемская.

показателем большей удаленности места седиментации от области размыва.

Кровля углеродисто-сланцевой пачки на площади рис. 1, по-видимому, отсутствует; наблюдаемая мощность пачки превышает 250–300 м. В не-

сорванных контактах иногда отмечается постепенный (через горизонт сильно загрязненных известняков) переход от массивных известняков к сланцевым (нередко с карбонатными прослоями) отложениям.

Таким образом, карбонатно-черносланцевая толща оказывается в целом формационно преемственной по отношению к нижележащей терригенно-пелитовой, по преобладающим исходным осадкам, толще. Такая преемственность сохранится и в том случае, если истинная последовательность карбонатных и сланцевых отложений верхней части разреза окажется несколько иной или более сложной, чем в нашей (см. рис. 1) интерпретации; – в любом случае общий характер разреза (рис. 3, А) демонстрирует трансгрессивную направленность седиментации в условиях, когда тектоническое проседание дна бассейна в целом опережало темпы поступления сносимого с континента терригенного материала.

Возраст толщи определяется микрофитолитами *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N. parvus* Z. Zhur., *N. sp.*, *N. antis* Z. Zhur., установленными [1] в карбонатной пачке Чангусской гряды и аналогичных отложениях ее северо-восточного продолжения в верховьях рек Улдун и Гериге. При этом третья и четвертая из перечисленных форм обнаружены всего в 4 км восточнее рамки рис. 1. Указанный набор органических остатков соответствует четвертому комплексу микрофитолитов, выделенному З.А. Журавлевой в опорных разрезах Сибири и характеризующему юдомий (венд) Сибирской платформы. Вместе с тем, в черносланцевой части толщи обнаружены [19] онколиты *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., относимые ко второму комплексу З.А. Журавлевой или, точнее, к так называемой каланчевской ассоциации и отмеченные в отложениях нижней части вендского доднурского горизонта Монголии [14].

Метаморфические породы южного обрамления Чангусской гряды и вероятное наращивание разреза. В южной части рис. 1 выделено обширное поле гнейсов и гранито-гнейсов, пространственно ассоциирующихся с гранитоидами. Часть этих пород образовалась по подкарбонатным сланцам метаморфической толщи пестрого состава; гнейсы и гранито-гнейсы, залегающие южнее массивных карбонатных пород, возникли, скорее всего, по углеродистым сланцам, полоса которых опоясывает, с понижением метаморфизма в восточном направлении, Чангусскую карбонатную гряду. За пределами участка эти углеродистые сланцы при движении от гряды сменяются существенно метапесчаниковой толщей, известной как стратитипическая чинчи́лгская свита [1, 2, 5, 21]. Стратиграфические соотношения карбонатных, переходных углеродисто-сланцевых и существенно песчаниковых отложений юго-восточного склона и обрамления Чангусской гряды трактуются разными авторами прямо противоположным образом. Если исходить из геологической структуры восточной части гряды [1, 2], более вероятно мнение о наращивании карбонат-

но-черносланцевого комплекса пород терригенной чинчи́лгской толщей, что в какой-то мере подтверждается находкой в последней поздневендской катаграфии *Nubecularites antis* Z. Zhur. [1]. В таком случае разрез Моренского участка (см. рис. 3, А) может быть надстроен верхней частью разреза, изображенного на рис. 3, Б. Мощность толщи превышает 1000 м. По опубликованным [20] и полученным нами данным для нее характерны очень кислые ($Si_2O = 87.8-89.6\%$) метаквасцитоиды (см. рис. 2, А), отвечающие по составу кварцевым ареникам, обломочный материал которых имел сиалическое происхождение и испытал длительный перенос.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ

Нижняя метатерригенная толща отличается от вышеизложенного комплекса пород повышенным, однородным по площади метаморфизмом (большие размеры минеральных индивидов и повышенная бластичность структур) и иногда, за пределами участка рис. 1, – признаками повышенной дислоцированности. Это позволяет отождествлять толщу с нижним структурным этажом Мугуро-Чинчи́лгской зоны, консолидация которой может датироваться уран-свинцовой датой 1130 млн. лет [17], полученной для более северо-западной части зоны и трактуемой как время проявления метаморфизма повышенных давлений и пониженных температур.

Вышеележащие (включая чинчи́лгскую) толщи образуют в совокупности верхний структурный этаж Мугуро-Чинчи́лгской зоны, единство которого определяется как отсутствием внутри него явных признаков сколько-нибудь резких угловых и метаморфических несогласий, так и охарактеризованной выше литоформационной преемственностью его частей. При этом кварцево-полевошпатовые метаквасцитоиды базальной (“верхнетесемской”) пачки фиксируют начало трансгрессивной части крупного седиментационного цикла, регрессивная фаза которого представлена, вероятно, существенно кварцевыми песчаниками и ассоциирующимися с ними алевролитами верхней терригенной (чинчи́лгской) толщи. Исходя из приведенных выше датировок нижнего структурного этажа и карбонатно-черносланцевой (относительно наиболее пелагичной) толщи, можно говорить, что этот седиментационный цикл охватывал промежуток времени, включающий поздний рифей (или какую-то завершающую его часть)–венд–начало кембрия. Следовательно, он грубо синхронен “раннегеосинклиналиному” (предшествующему санантыкгольскому времени раннего кембрия) этапу седиментации в обрамляющей Сангилен с северо-запада раннекаледонской подвижной области.

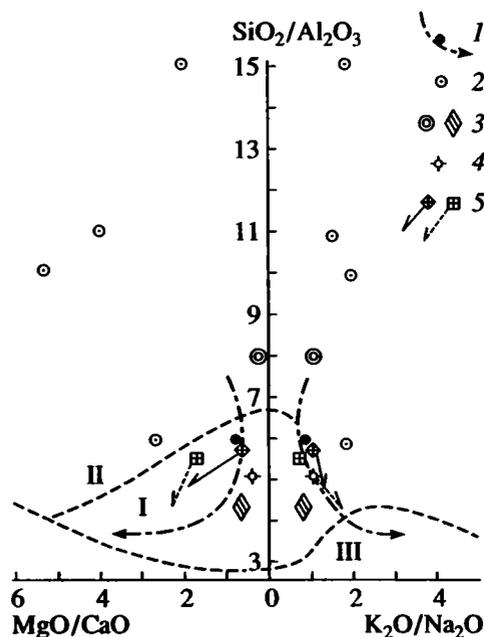


Рис. 4. Диаграмма О.М. Розена [22] для пород Моренского разреза, сопоставленных с песками и песчаниками некоторых рифтогенных континентальных окраин атлантического и калифорнийского типов.

1 – генерализованный тренд смены вверх по разрезу пород метаморфической толщи пестрого состава и средний состав гнейсов ее базальной пачки (см. рис. 2, Б); 2–5 – средние составы: 2 – песчаников четырех палеозойских пассивных окраин Восточной Австралии, Тасмании и Новой Зеландии [31], 3 – современных глубоководных песков северо-западной Атлантики (а) и бордерленда Калифорнии (б), по Дж. Мейнгарду и др. [24], 4 – голоценовых континентальных песков присдвигового бассейна Солтон в Калифорнии [31], 5 – песчано-алевритовых и ассоциирующих с ними (острия стрелок) алевро-аргиллитовых отложений раннегеосинклинальных комплексов мезозойд Северного (а) и Западного (б) Сихотэ-Алиня [6]. Поля составов терригенных пород соответствуют полям на рис. 2, А.

На рис. 3 показаны соотношения комплексов Моренского участка и восточной части Чангусской гряды с эпиконтинентальными (отлагавшимися на достаточно мощной сиалической коре) комплексами Эрзино-Нарынской зоны Сангилене. Наиболее вероятно корреляция (хотя бы частичная) карбонатно-черносланцевой толщи Мугуро-Чинчилийской зоны с карбонатной нарынкой (верхненарынкой) свитой Эрзино-Нарынской зоны; при этом терригенно-карбонатные сангиленская серия и аймакская (нижненарынская) свита Эрзино-Нарынской зоны в совокупности приблизительно соответствуют пестрой по составу метаморфической толще Мугуро-Чинчилийской зоны, а терригенная тельхемская толща Эрзино-Нарынской зоны – стратотипической чинчилийской свите. Возраст тельхемской толщи (конец венда–начало кембрия) датирован находками водорослей и спикул губок [26].

Накопление терригенных осадков этого времени может быть связано с рифтогенным раздроблением Сангиленского геоблока, зафиксированным карбонатно-кремнисто-базальтоидной (чахыртойской) ассоциацией, которая достаточно локально развита в пределах восточного Сангилене и является латеральным аналогом нижней части тельхемской толщи [7]. Развитие Чахыртойского рифтогенного прогиба могло сопровождаться значительным перекосом других фрагментов Сангиленского массива и интенсивным размывом их наиболее приподнятых частей. Вышележащие толщи второй половины раннего кембрия коррелируются [7] с вулканогенно-карбонатными отложениями области ранних коледонид, фиксирующими здесь относительно тектоническое затишье перед главным импульсом раннекаледонского тектогенеза в среднем–позднем кембрии.

Исходя из всего сказанного, верхний структурный этаж Мугуро-Чинчилийской зоны следует трактовать в качестве окраинно-континентального сегмента послегренвиллского (поздний рифит-ранний кембрий) чехла древнего сиалического массива, активизированного рифтогенными и затем орогенными процессами раннекаледонского тектонического цикла. Естественен вопрос о палеотектонической (геодинамической) природе той континентальной окраины, вещественным выражением которой является описанный разрез Мугуро-Чинчилийской зоны.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ САНГИЛЕНСКОГО МАССИВА

При характеристике базальной пачки метаморфической толщи пестрого состава уже отмечалась петрохимическая сопоставимость слагающих ее пород с песчаниками активных континентальных окраин по М. Бхатиа (рис. 4, см. рис. 2, Б). Подобная сопоставимость в целом подтверждается характерными для пород этой пачки (равно как и для близких к ним разновидностей надамфиболитовых гнейсов) значениями отношения Ti/Zr (см. таблицу) и суммы $Fe_2O_3 + MgO$, хотя по величине $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ надамфиболитовые метапесчаники занимают скорее промежуточное положение между песчаниками активных и пассивных континентальных окраин [31, 32]. В пределах Эрзино-Нарынской зоны и более восточных частей Сангилене не установлено, однако, сколько-нибудь явных признаков дифференцированного известково-щелочного вулканизма, маркирующего позднекембрийскую, включая начало раннего кембрия, субдукцию океанической литосферы под континентальный, по характеру коры, геоблок. В таком случае остается выбор между ситуациями пассивной (рифтогенной) континентальной окраины атлантического типа и активной окраины калифорнийского (трансформно-сдвигового) типа,

также сопровождаемой обычно рифтогенной деформацией сиалического массива.

Приведенные в обобщении М. Бхатиа [31] средние составы песчаников пассивных континентальных окраин (см. рис. 4) характеризуются очень большим разбросом, отражающим, очевидно, как вариации состава размываемых пород, так и разнообразие тектонических и географических факторов, определяющих в совокупности литологическую зрелость захороняемых песков, относительный объем и состав межзернового матрикса или цемента. Нетрудно представить себе ситуацию, когда из-за сходства размываемого субстрата и палеогеографической обстановки (приподнятая суша и небольшие расстояния между областью размыва и местом захоронения) осадки рифтогенной пассивной окраины окажутся очень близкими к осадкам активных окраин.

С другой стороны, по величине $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ песчаники базальной пачки позднерифейско-вендского разреза Мугурско-Чинчилийской зоны занимают (на рис. 4) промежуточное положение между составами глубоководных песков Атлантики и Калифорнийской окраины. По совокупности литологических параметров современные глубоководные пески трансформно-сдвиговых фрагментов западной окраины Северо-Американского континента ближе к пескам рифтогенных пассивных окраин, чем аналогичные осадки, накапливающиеся у окраин андийского типа или в связи с островными дугами [34, 37]. Против существования резкого разрыва между составами осадков, накапливающихся на окраинах атлантического и калифорнийского типа, говорит наличие чисто трансформных фрагментов пассивных окраин, а также существенная доля полевых шпатов в терригенно-кластической фракции осадков, вскрытых рядом скважин Программы глубоководного бурения на пассивных окраинах Атлантики и Индийского океана.

Поэтому позднедокембрийскую (включая начало раннего кембрия) континентальную окраину северо-западного Сангиленна целесообразно характеризовать как рифтогенную, допуская при этом вариант косой, как в Калифорнии, ориентации вектора регионального растяжения относительно генерального простирания границы сиалического геоблока. При этом специфика океанического, по характеру коры, обрамления Сангиленна (открытый океанический бассейн или его рифтогенно-спрединговый анклав) представляется, для характеристики Мугуро-Чинчилийской окраины массива, второстепенной и могла меняться во времени. Близкий по составу терригенных осадков к Мугуро-Чинчилийской зоне пример рифтогенной окраины, развивавшейся при определяющей роли продольных сдвиговых смещений, описан для мезозойд хр. Сихотэ-Алинь (см. рис. 4).

Автор глубоко признателен Х.Г. Ильинской и И.С. Боровской за предоставленные дополнительные материалы, О.М. Розену, В.М. Моралеву и С.В. Меламедову – за консультации и обсуждение результатов. Работа завершена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14629).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Г.П. Стратиграфия протерозойских и раннекембрийских отложений Сангиленна // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1991. С. 39–57.
2. Блюман Б.А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. Л.: Недра, 1985. 183 с.
3. Владимиров В.Г. Приконтактовые деформации метаморфитов мугурской свиты района рек Морен и Солчер (Юго-Западный Сангилен) // Комплексные геологические исследования Сангиленна (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 27–41.
4. Вознесенский В.Д., Литвак М.И., Ненашев Ю.П. Сангиленское нагорье. Тектоническая структура Мугурского рудного поля // Изучение тектонических структур. Метод. Пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 16. Л.: Недра, 1984. С. 207–223.
5. Геология СССР. Т. 29. Ч. 1. Тувинская АССР. М.: Недра, 1966. 459 с.
6. Геосклинальный литогенез на границе континент–океан. М.: Наука, 1987. 176 с.
7. Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия юго-восточной Тувы и северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 26–34.
8. Гибшер А.С., Терлеев А.А., Вологдин И.Н., Сугаркова А.М. Сводный разрез терригенно-карбонатного комплекса позднего докембрия Западного Сангиленна (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987, С. 130–144.
9. Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Фефелов А.Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува) // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1979. С. 92–119.
10. Голубев Б.Б. К стратиграфии верхнепротерозойской толщи метаморфических пород Юго-Восточной Тувы // Зап. Ленинград. горн. ин-та. 1958. Т. 33. Вып. 2. Геология. С. 119–123.
11. Гоникберг В.Е. Амфоболиты западной окраины Сангиленского докембрийского массива // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 69–99.
12. Гоникберг В.Е. Преобразование габброидов при надвигово-сдвиговых деформациях (на примере габбро-гипербазитовой ассоциации западной окраины Сангиленского массива) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 11. С. 36–61.

13. *Грайзер М.И., Ильинская Х.Г.* Континентальные перерывы в докембрии Сангилена // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985. С. 114–122.
14. *Доржнамжаа Д.* Стратиграфия докембрия Монголии: Автореферат дис.... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 33 с.
15. *Ильин А.В.* Стратиграфия докембрия нагорья Сангилена // Сов. геология. 1958. № 4. С. 33–42.
16. *Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.
17. *Лебедев В.Н., Владимиров А.Г., Халилов В.А., Гибшер А.С., Каргополов С.А., Пономарева А.П., Изох А.Э., Ступаков С.И., Руднев С.Н.* U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских раннепротерозойских метаморфических и магматических образований Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 45–52.
18. *Макарычев Г.И.* Докембрийская континентальная кора Западной Монголии и проблема ее деструкции // Геотектоника. 1988. № 6. С. 63–75.
19. *Мальцев Ю.М., Межеловский Н.В.* Новые данные по биостратиграфии рифея Сангилена // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967. С. 376–380.
20. *Мальцев Ю.М., Межеловский Н.В.* О происхождении железистых кварцитов западной части Сангилена // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 6. Красноярск: Кн. изд-во, 1969. С. 71–76.
21. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
22. *Розен О.М.* Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 1. С. 36–50.
23. *Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассовича, В.Л. Либеровича, Н.В. Логвиненко, В.Н. Марченко.* М.: Недра, 1983. 509 с.
24. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
25. *Терлеев А.А.* О характере контакта метатерригенной и карбонатной частей разреза докембрия западного Сангилена (Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 121–129.
26. *Терлеев А.А.* Известковые водоросли чахыртойской серии нагорья Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 123–134.
27. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
28. *Шапошников Г.Н., Гольман Е.Н.* Графитоносность Чангусского синклиория // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1981. С. 184–186.
29. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
30. *Юдин Н.И., Боровская И.С.* Докембрийские фосфориты Тувы // Фосфоритоносные формации Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1968. С. 64–69.
31. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Jour. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
32. *Bhatia M.R., Crook K.A.W.* Trace element characteristics of graywacks and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contribs. Miner. Petrol. 1986. V. 92. № 2. P. 181–193.
33. *Dickinson W.R., Suczek C.A.* Plate tectonics and sandstone compositions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. V. 63. № 12. P. 2164–2182.
34. *Dickinson W.R., Valloni R.* Plate setting and provenance of sand in modern ocean basins // Geology. 1980. V. 8. № 2. P. 82–86.
35. *Middleton G.V.* Chemical composition of sandstones // Geol. Amer. Bull. 1960. V. 71. № 7. P. 1011–1026.
36. *Pettijohn F.J.* Chemical composition of sandstones – excluding carbonate and volcanic sands // USA Geol. Surv. Profess. Pap. 1963. № 440-S. P. 1–21.
37. *Valloni R., Maynard J.B.* Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting, a first approximation // Sedimentology. 1981. V. 28. № 1. P. 75–83.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, Т.Н. Хераскова

Paleotectonic Nature of the Northwestern Margin of the Sangilen Massif (Tuva) in the Late Precambrian

V. E. Gonikberg

Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia

The nonuniformly metamorphosed Late Riphean–Vendian deposits of the ancient cover of the sialic massif exhibit a structural lithologic zonation expressed by the initial sediments becoming more pelagic toward the Early Caledonian mobile area (with relics of oceanic crust). A key section of the massif's margin shows that the Late Precambrian evolution of the continental margin combined lithologic features of both faulted (Atlantic) and transform (Californian) types. It is concluded that the cessation of sedimentation, deformation, and metamorphism of continental-margin deposits resulted from multiple pulses of the early Caledonian (Cambrian–Ordovician) orogeny; as this took place, primary relations of the initial constituents of the sequence were substantially disturbed by overthrusting and then by strike-slip faulting.

УДК 2/551.243.8(263)

ПАССИВНЫЕ ЧАСТИ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА МЕЖДУ 16° С.Ш. И ЭКВАТОРОМ

© 1997 г. А. О. Мазарович*, Г. В. Агапова*, В. Н. Ефимов*, М. Лиджи**,
С. Ю. Соколов*, Н. Н. Турко*, А. А. Рихтер*

*Геологический институт РАН, Москва

**Институт морской геологии, Болонья, Италия

Поступила в редакцию 14.05.95 г.

На базе спутниковой альтиметрии, данные которой дополняются результатами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученными в разные годы на НИС "Академик Николай Страхов", выявлены наиболее общие закономерности строения пассивных частей трансформных разломов в тропической части Атлантического океана. Приведенные данные свидетельствуют о сложной структуре океанической коры в пределах приэкваториальной Атлантики и существенных изменениях геодинамических режимов при раскрытии этой части Атлантического океана. Разломы в плане могут сближаться – испытывают тектоническую конвергенцию, расходятся, образуя при этом сложные структурные рисунки. Северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне устанавливается крупное азимутальное несогласие между пассивными частями трансформных разломов.

Структура приэкваториальной части Атлантического океана неоднократно обсуждалась в литературе. В большинстве опубликованных работ [1, 3, 5, 6] тектонические выводы базировались в основном на батиметрических данных [15]. Они показывали сложную картину распределения разломных структур в пределах Экваториальной Атлантики, однако большие мощности осадочного чехла в краевых частях океана не позволяли однозначно определить положение многих разломов и их взаимоотношения с континентальными блоками. Появившиеся в последние годы данные альтиметрии [23] существенно расширили возможность изучения пассивных частей разломных зон в океане. Были предложены варианты тектонического строения региона на базе так называемых "flow-lines" – следов движения плит во времени по отношению к оси спрединга [18, 20, 21].

В настоящей статье ставится задача выявления наиболее общих закономерностей строения пассивных частей трансформных разломов в тропической части Атлантического океана на базе данных спутниковой альтиметрии, которые дополняются результатами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученные в разные годы на НИС "Академик Николай Страхов". Анализ строения разломов был основан на серии цветных и черно-белых карт силы тяжести разных масштабов (1 : 7 500 000, 1 : 8 500 000, 1 : 3 000 000, 1 : 8 400 000 и 1 : 4 800 000, сравнение которых позволило получить новые данные о распределении разломов в приэкваториальной Атлантике. Сопоставление этих карт, основанных на различных гридах, имело важное значение для оценки

степени достоверности полученных изображений. Все карты сверялись с Генеральной батиметрической картой ГЕБКО [15], а также с крупномасштабными батиметрическими картами, построенными для разных участков разломов Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Долдрамс, Архангельского, Вернадского, Страхова, Св. Петра, Сан-Паулу и Романш [8–10].

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПАССИВНЫХ ЧАСТЕЙ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта между 25° с.ш. и 15° ю.ш. смещается 24 трансформными разломами на различные расстояния (таблица, рис. 1). Восточнее осевой части располагаются 47 субширотных трогов или протяженных субширотных хребтов, западнее – 40. Таким образом, количество пассивных и активных частей трансформных разломов не совпадает. В ряде мест, например, южнее разломов Марафон и Романш, есть одинокие трог, трог-отшельники, которые трассируются на первые сотни километров, но не имеют видимой связи с рифтовой зоной. Кроме того, имеется целый ряд разломов, положение активных частей которых в осевой части Срединно-Атлантического хребта не определяется однозначно (разлом Св. Петра, разломы в районах 16°, 13°45', 5°, 1°30' с.ш.), но они имеют хорошо выраженные протяженные пассивные части.

Трансформные разломы в приэкваториальной Атлантике прослеживаются на расстояние от 4410 км (разлом Романш) до примерно 700 км

Характеристики разломов приэкваториальной части Атлантического океана

Разлом	Широта, градусы, минуты	Активная часть, км	Расстояние до следующего, км	Фланг западный, км	Фланг восточный, км	Общая длина, км	Активная/Общая	Простираение, градусы
Зеленого Мыса	15°20'	210	278	1360	2550	3910	0.0537	280
Марафон	12°40'	90	64	1360	1360	2720	0.0331	275
Меркурий	12°10'	45	124	1380	1650	3030	0.0149	275
Вема	11°	319	68	1440	1950	3390	0.0941	274
10°N	10°	30	124	600	1875	2475	0.0121	274
Архангельского	8°50'	109	75	1700	1800	3500	0.0311	272
Долдрамс	8°10'	173	60	1700	2100	3800	0.0455	270
Вернадского	7°50'	150	23	1870	2040	3910	0.0384	270
Сьерра-Леоне	7°30'	225	413	1700	213	1910	0.1178	270
7°15'N	7°15'	68	22	315	450	765	0.0889	Нет данных
Страхова	4°	120	143	1870	2040	3910	0.0307	267
Св. Петра	2°40'	68	189	750	435	1185	0.0574	260
Сан-Паулу 1	0°52'	315	38	1575	2625	4200	0.0750	260
Сан-Паулу 2	0°50'	150	23	450	300	750	0.2000	260
Сан-Паулу 3	0°45'	90	23	375	338	713	0.1262	260
Сан-Паулу 4	0°30'	56	203	750	2175	2425	0.0231	260
Романш	-1°1'	900	157	1500	2910	4410	0.2041	255
Чейн	-1°30'	315	250	2250	2325	4575	0.0689	255
Шарко	-2°40'	Нет данных	255	2100	1950	4050	Нет данных	80
Тетяева	-5°	75	188	1650	1275	2925	0.0256	80
Вознесения, север	-7°	212	34	2400	2175	4575	0.0463	255
Вознесения, юг	-7°20'	60	495	2400	2040	4440	0.0135	255
Боде-Верде, север	-11°50'	173	45	1870	1700	3400	0.0509	255
Боде-Верде, юг	-12°15'	53	210	1700	2295	3995	0.0133	255

(один из разломов полиразломной системы Сан-Паулу) (см. таблицу).

Оказалось, что западные фланги разломов имеют, как правило, большую протяженность, чем восточные (см. таблицу). Исключение составляют разломы, расположенные южнее экватора (Шарко, Тетяева и Вознесения). Вопрос о длине разлома Страхова не может считаться решенным, так как его продолжение в районе возвышенности Сьерра-Леоне требует специальных комплексных исследований. Можно предполагать, что он проходит через центральную ее часть и продолжается в котловине Сьерра-Леоне, где располагается трог в акустическом фундаменте, обрамленный пологими поднятиями. Приведенные данные о различной протяженности западных и восточных флангов разломов могут свидетельствовать о большей скорости наращивания океанической коры в восточном направлении, т.е. об асимметричном спрединге.

Общая протяженность разломов увеличивается в южном направлении, достигая здесь максимальных значений (Чейн – 4575 км, Романш – 4410 км) (см. таблицу). Такие разломы, как 7°15' с.ш. и два разлома из системы Сан-Паулу, имеют длину 765, 750 и 713 км соответственно. Таким образом, длина разломов в приэкваториальной Атлантике различается в 3–6 раз. Если принять за основу предположение, что длина разломов зависит от скорости спрединга, то полученный результат позволяет сделать предположение о значительной разнице скоростей вдоль Срединно-Атлантического хребта. При этом скорости могли бы достигать значений в 12–15 см/год и мы могли бы ожидать возникновения форм рельефа, сравнимых с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Однако они отсутствуют. Второе объяснение отмеченного феномена заключается в том, что скорость спрединга остается постоянной, а длина разлома зависит от времени его заложения, т.е.

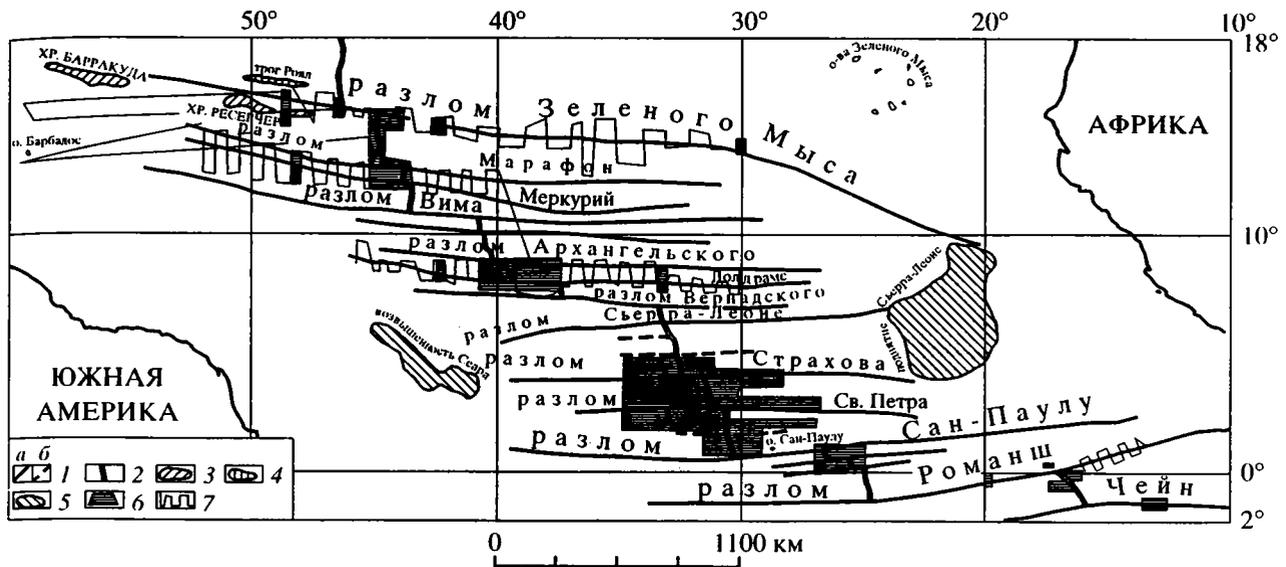


Рис. 1. Схема расположения основных разломов приэкваториальной части Атлантического океана по данным батиметрии и районы, изученные на НИС "Академик Николай Страхов" многолучевым эхолотированием и непрерывным сейсмическим профилированием.

1 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 2 – рифтовая зона; 3 – хребты Барракуда и Ресерчер; 4 – трог Ройял; 5 – поднятия Сьерра-Леоне и Сеара; 6, 7 – районы исследований: б – на полигонах, 7 – на отдельных галсах.

более протяженные структуры имеют более древний возраст. В соответствии с последней точкой зрения наиболее молодыми представляются разломы внутри полиразломной системы Сан-Паулу, а также 7°15' N и Сьерра-Леоне; наиболее древними – Чейн, Романш, Святого Петра, Долдрамс и Зеленого Мыса.

Замеры простирания активных частей трансформных разломов показывают, что между 25° с.ш. и 15° ю.ш. происходит их разворот от 280° до 255°. Более сложным оказывается простирание пассивных частей (рис. 2). Западнее оси Срединно-Атлантического хребта фланги разломов имеют запад-северо-западное простирание, восточнее рифтовой зоны они либо плавно отклоняются к юго-востоку (разломы Зеленого Мыса, Кейн), либо – к северо-востоку (группа разломов Вима-Сьерра-Леоне). Разломы Сан-Паулу, Романш, Чейн и более южные трассируются в район северной части Гвинейского залива, т.е. отчетливо отклоняются к северо-востоку.

Эта общая закономерность осложняется многочисленными изменениями простираний более высокого порядка. Наиболее ярким примером может быть структура разломов между 11° и 16° с.ш. (рис. 3). Здесь, южнее разлома Зеленого Мыса и западнее оси спрединга, выделяется пять трогов, простирание которых с запада на восток изменяется от 280° через 250° до 290°. Расстояние между трогам соответственно изменяется от 40–60 до 75–105 км. Вблизи оси хребта расстояние составляет 54, 45 и 75 км. Изменение простираний происходит в пределах зоны северо-западного

простираения – 340°. Морфоструктура пассивных частей разломов к востоку от осевой зоны Срединно-Атлантического хребта осложняется за счет того, что их депрессии ветвятся и распадаются на небольшие отрезки, разделенные узкими межразломными блоками и грядами. Здесь установлено около 10 трогов, расстояние между которыми (см. рис. 3) также не остается постоянным, и они также испытывают изменения простираний. Подобное явление отмечалось раньше на восточном фланге разлома Хейес [24]. Еще восточнее, в районе, расположенном северо-западнее возвышенности Сьерра-Леоне, имеется асимметриальное несогласие между пассивными частями разломов Зеленого Мыса и более южными, которое хорошо видно на батиметрических [17] и гравитационных картах [14].

Взаимоотношения между разломами хорошо видны на карте силы тяжести (см. рис. 2), охватывающей восточные фланги нескольких трансформных разломов приэкваториальной Атлантики. Для лучшего представления значений силы тяжести в области нуля интервал изолиний здесь детальнее по сравнению со значениями поля более 30 мГал. Трансформным разломам соответствуют резко дифференцированные отрицательные аномалии силы тяжести линейной формы с субширотной ориентацией, как правило, ограниченные с севера и юга узкими полосами положительных аномалий, соответствующих бортам разломных трогов и (или) поперечным хребтам. Разломы не доходят до континентальной окраины Африки почти на 1000 км. Восточ-

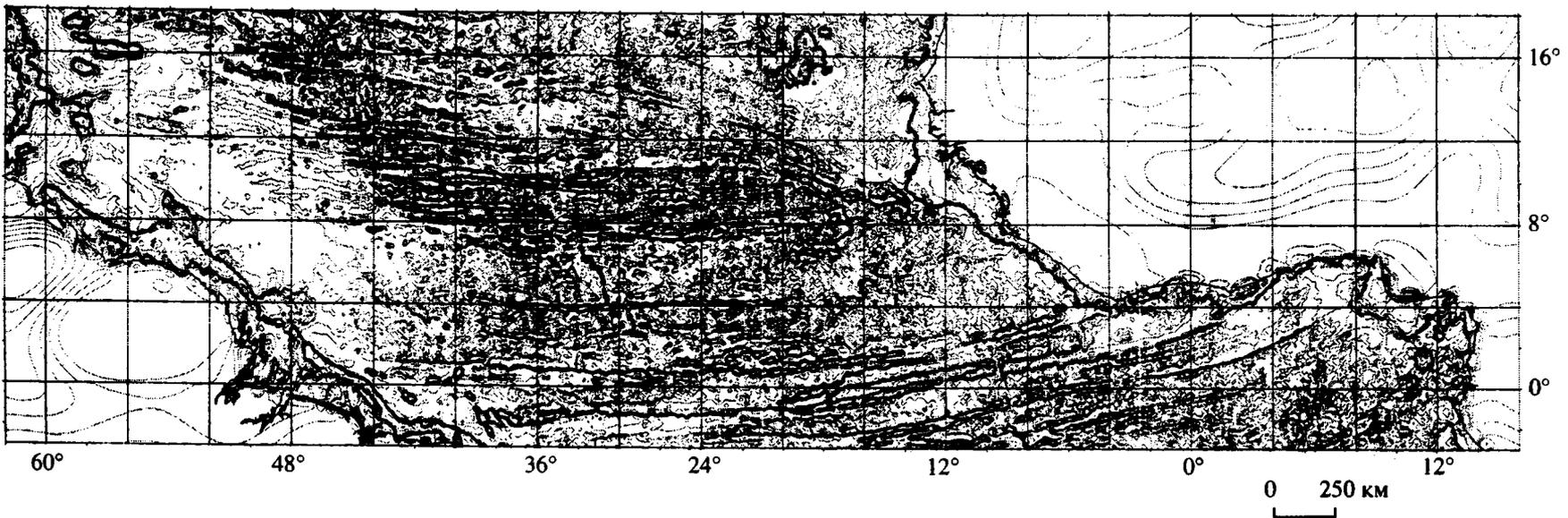


Рис. 2. Карта гравитационных аномалий, составленная по данным спутниковой альтиметрии [23].

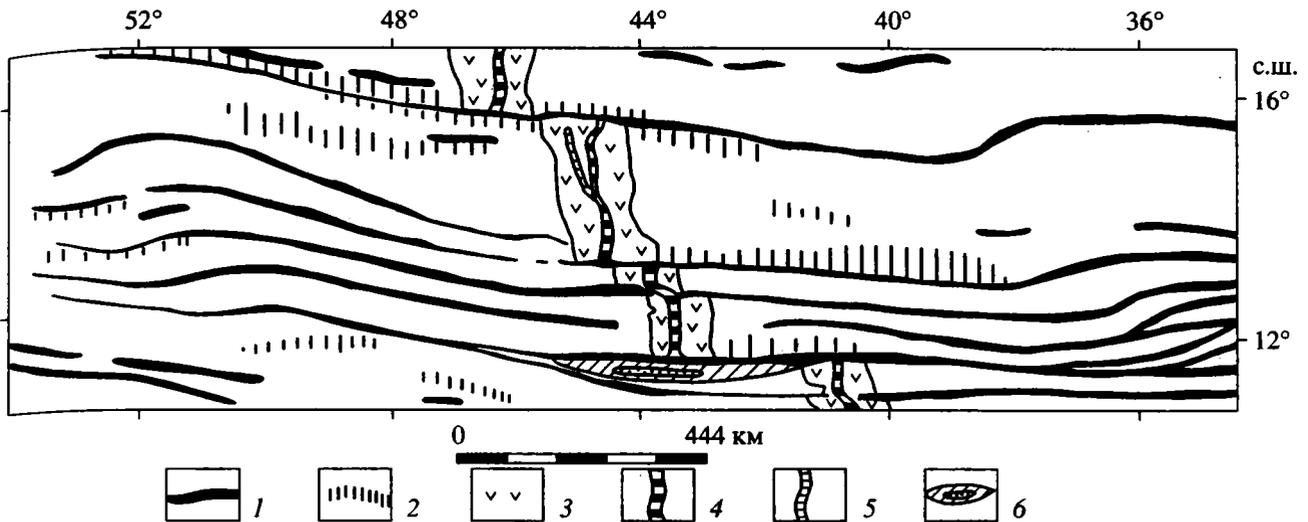


Рис. 3. Схема строения разломных зон между 16° и 11° с.ш. по данным спутниковой альтиметрии [23] и геологических исследований.

1 – трогои; 2 – хребты; 3 – рифтовая зона; 4 – рифтовая долина; 5 – палеорифтовая долина; 6 – поперечный хребет разлома Вима с карбонатной платформой.

ные фланги разломов Вима, Долдрамс и Вернадского утыкаются во фланги разломов Зеленого Мыса. Другой интересной особенностью строения фланговых частей разломов является их утыкание в цепь гор Батиметристов, продолжающуюся в гравитационном поле “шлейфом” почти до активной части разлома Страхова.

Отмеченные особенности структуры фланговых частей разломов, отраженные в гравитационном поле, свидетельствуют о наличии сложных процессов, приводящих к образованию наложенных структур и деформациям океанической коры. Для проверки этого предположения нами были привлечены данные непрерывного сейсмического профилирования, полученные авторами в 16-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. На рисунке 4 представлен фрагмент субмеридионального сейсмического профиля, пересекающего горы Батиметристов и возвышенность Сьерра-Леоне приблизительно по 20° з.д. Фрагмент, охватывающий интервал от 10° до 9° с.ш., расположен в области сочленения северных отрогов возвышенности и фланга разлома Зеленого Мыса (см. рис. 1). Деформации океанической коры привели к формированию квестообразной структуры с пологим северным крылом.

Анализ строения осадочного чехла и сравнение его с данными глубоководного бурения [19] показали, что в районе выявляется два этапа деформаций. Первый, палеогеновый, охвативший отложения от мела до палеогена, привел к существенному подъему блока земной коры и эрозии смятых отложений. Второй, современный, затронул как нижний складчатый ярус осадочного чехла, так и залегающий на нем несогласно ком-

плекс отложений верхнего палеогена и неогена. Причем, судя по профилю непрерывного сейсмического профилирования, эта волна деформаций продвигалась во времени с севера на юг.

На рисунке 5 представлен фрагмент того же профиля от 8°30' до 7°30' с.ш. на северном склоне возвышенности Сьерра-Леоне. Видно, что характер деформации к югу от зоны азимутального несогласия сильно отличается от более северных районов. Квестообразные морфоструктуры (складки) имеют пологий южный склон. Деформации охватывают весь третичный разрез мощностью более 600 м, выявляемый на профиле. Получить отраженный сигнал от более древних отложений в этой части профиля не удалось. Судя по практически постоянной мощности слоев третичных отложений, отмеченные деформации являются современными. В нижней части разреза наблюдается несогласие типа заполнения вреза, свидетельствующее о том, что в середине кайнозоя эта область подвергалась эрозионной деятельности донных течений или других потоков. Таким образом, отмечается омоложение деформаций в южном направлении, что может свидетельствовать о продвижении мезозойской коры Северной Атлантики в районы экваториальной Атлантики.

Подсчет по 23 разломам к востоку и западу от хребта показывает, что средняя ширина разломных зон составляет около 65 км. С учетом общей протяженности разломов, достигающей почти 65 500 км, занимаемая ими общая площадь доходит до 4 млн. км². Если к этому добавить площади трогов, смещения по которым отсутствуют или незначительны, то общая площадь должна быть еще большей и

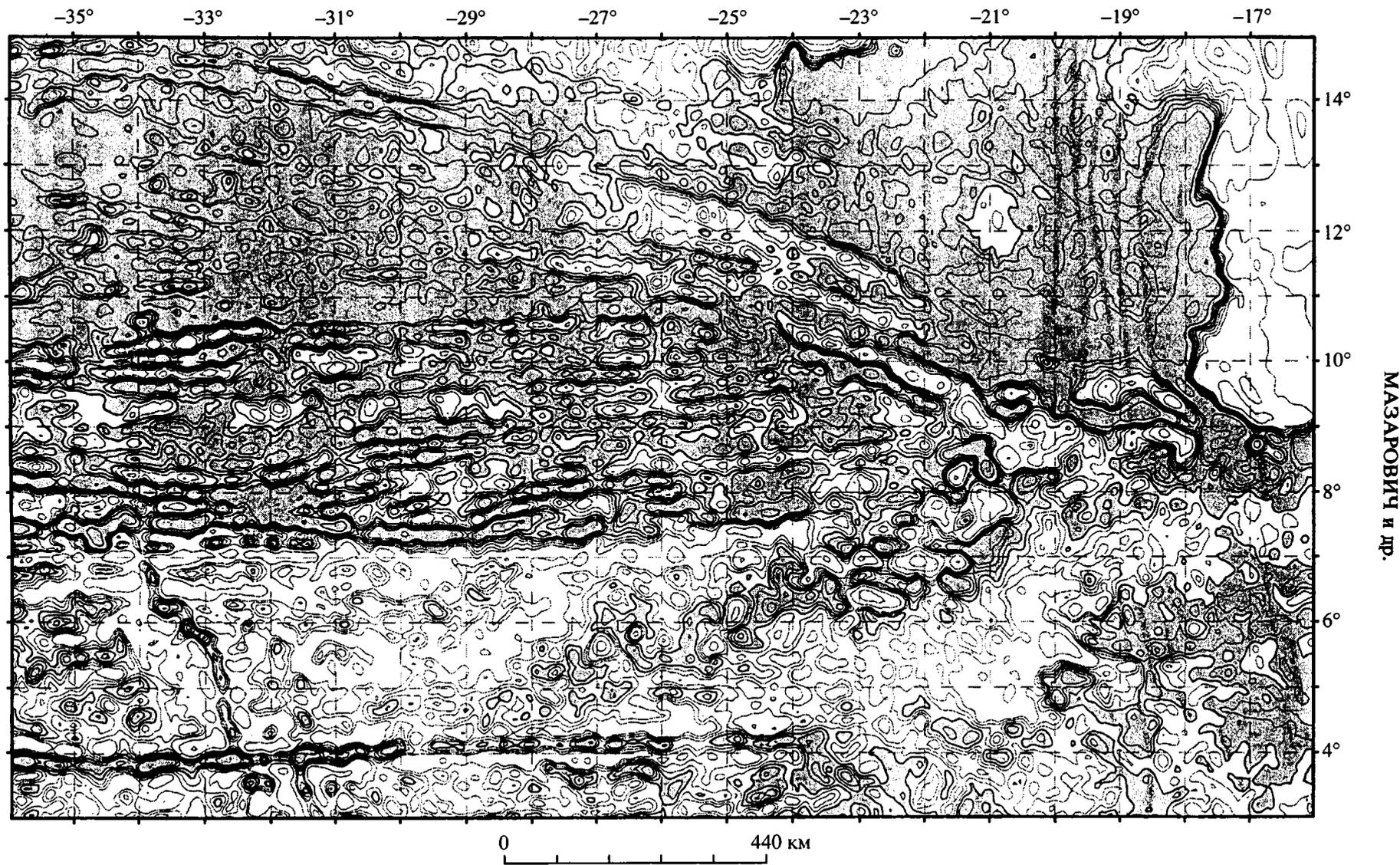


Рис. 4. Карта гравитационных аномалий района конвергенции пассивных частей разломов, составленная по данным спутниковой альтиметрии [23].

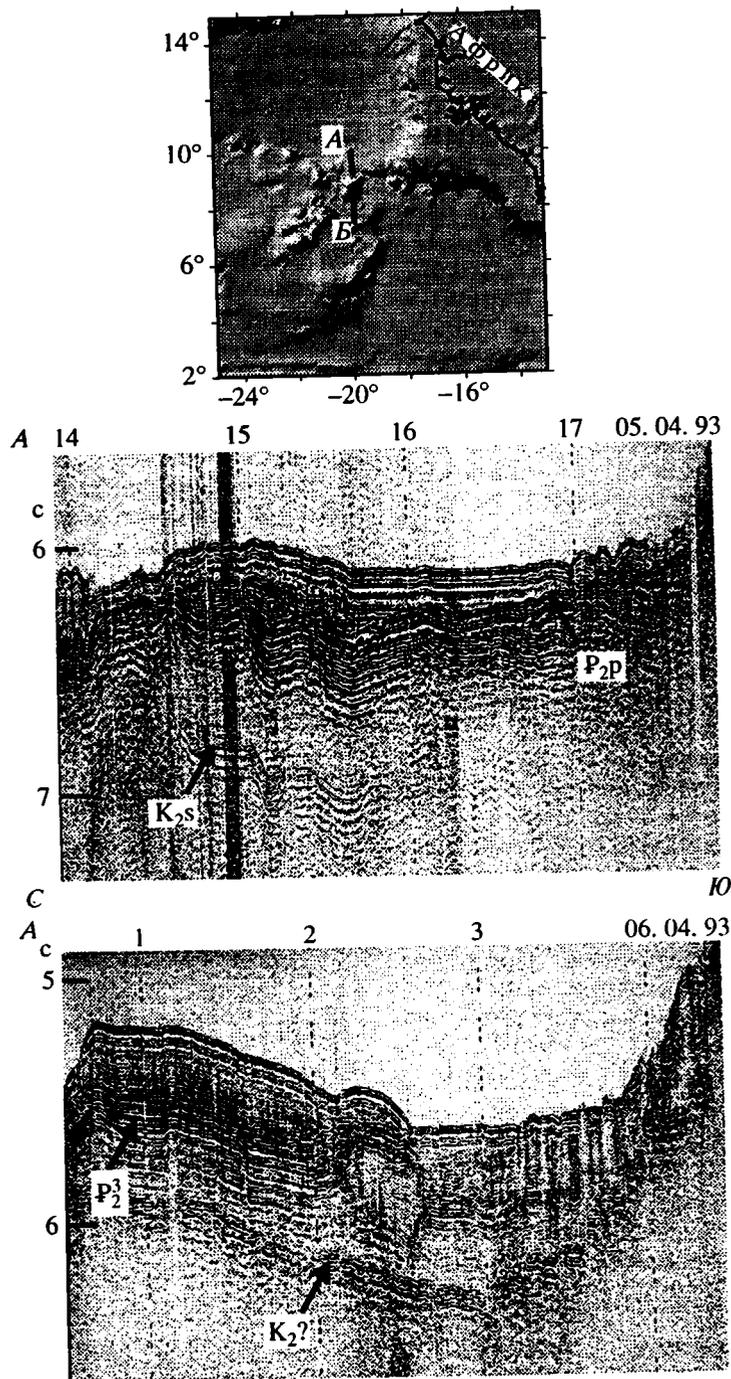


Рис. 5. Деформации осадочного чехла: А – севернее и В – южнее поднятия Сьерра-Леоне.

в целом составлять не менее 25–30% от общей площади океанической коры между 25° с.ш. и 15° ю.ш.

Известно, что разломы оказывают охлаждающее воздействие на прилегающие части плит [2] и, кроме того, в их пределах кровля мантии располагается на наименьших глубинах [25]. Принимая во внимание эти обстоятельства, можно предпо-

ложить, что не менее 30% от общей площади океанической коры тропической Атлантики имеют относительно более холодную температуру и здесь мантийное вещество находится в наиболее высоком положении. Выводы о широком развитии охлажденных зон хорошо согласуются с данными о “холодной” мантии в экваториальной Атлантике [13].

ПРИМЕРЫ СТРОЕНИЯ ПАССИВНЫХ ЧАСТЕЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ МНОГОЛУЧЕВОГО ЭХОЛОТИРОВАНИЯ И НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Детальное изучение строения акустического фундамента и мощностей осадочного чехла разломов Страхова и Св. Петра, проведенное в 7, 11, 12-ом рейсах НИС "Академик Николай Страхов" [4, 11], показало, что акустический фундамент в разломах интенсивно расчленен как в активных, так и в пассивных их частях. В активной части разлома Страхова амплитуда расчленения рельефа достигает 1000 м, в пассивной она составляет 500 м. Активная часть разлома отделена от пассивных высокими расчлененными порогами, представляющими поднятия акустического фундамента. Они соответствуют поднятиям осевой зоны Срединно-Атлантического хребта и связаны с ней структурно. По всему простиранию разлома рельеф акустического фундамента распадается на ряд эшелонированных депрессий. В активной части мощность осадков не более 100–150 м, на порогах осадки заполняют в основном небольшие ячейки, разделенные выступами акустического фундамента и расположенные на различных батиметрических уровнях. Сразу за порогами мощность осадков увеличивается, достигая в некоторых впадинах фундамента 600–800 м. Осадки полностью перекрывают неровности акустического фундамента, образуя выровненные, слабо наклоненные к флангам поверхности дна. Последние располагаются на близких батиметрических уровнях, порядка 4100–4200 м, и имеют наклоны как к северу, так и к югу (устное сообщение А.В. Кольцовой).

В разломе Св. Петра изучена часть его западной пассивной ветви. По простиранию она распадается на цепь депрессий, которая у 33° з.д. разрывается и смещается. Как и в разломе Страхова, акустический фундамент здесь интенсивно расчленен, а его наиболее глубокие депрессии заполнены осадками мощностью в среднем 600–800 м, а у 33°30' в одной из впадин мощность составляет 1000 м.

Данные многолучевого эхолотирования и непрерывного профилирования [7] в целом подтверждают закономерности строения пассивных частей разломов Марафон и Меркурий, установленные по данным альтиметрии. На западе Срединно-Атлантического хребта, между 52° и 46° з.д., они имеют близкое простирание – СЗ 280°. Расстояние между ними составляет около 45 км. Восточнее 46° з.д. разломы одновременно меняют простирание на субширотное. Вместе с тем желоб разлома Марафон сужается, а Меркурия не только сужается, но и испытывает незначительные изменения в простирании. Восточнее 44° з.д. разлом Меркурий постепенно начинает отклоняться к юго-востоку, а Марафон сохраняет суб-

широтное простирание до 42° з.д., а затем также постепенно поворачивается в том же направлении. Расстояние между разломами изменяется от 20 (в гребневой части Срединно-Атлантического хребта) до 55 км.

Таким образом, между разломами располагается вытянутый блок земной коры, протяженностью около 720 км. На западе он представляет собой квестообразную структуру с крутым северным склоном и более пологим южным. Восточнее рифтовой зоны на 44°05' з.д. асимметрия меняется на обратную. Такая же закономерность прослеживается и в более южных районах (например, район разлома Долдрамс). Кровля осадочного чехла в обоих разломах и на межразломном блоке находится на разных уровнях: в межразломном блоке – на глубинах 4100–4200 м. Мощность осадочного чехла значительна, однако закономерного ее уменьшения в сторону гребневой зоны не устанавливается. Например, в разломе Марафон она увеличивается по направлению к активной части на протяжении 270 км; в то же время в 216 км западнее рифтовой зоны, на 47° з.д., осадки в желобе отсутствуют. Отметим, что на восточном фланге аналогичная картина наблюдается на 41° з.д., т.е. в 432 км восточнее рифтовой зоны. В ряде мест в обоих разломах установлено несогласие в осадочном чехле, ниже которого осадки деформированы.

Поверхность акустического фундамента в разломах Марафон и Меркурий, а также между ними имеет различную достаточно сложную форму. Она также находится на разных уровнях и прослеживается местами в виде гребней и уступов, пересекающих желоба разломов. Эти данные, а также деформации осадков свидетельствуют о том, что во многих местах пассивные части трансформных разломов Марафон и Меркурий пересекаются под различными углами поперечными нарушениями. При этом на западе Срединно-Атлантического хребта они имеют северо-восточное простирание, а в его гребневой части – северо-западное. По этим разломам происходит смещение различных элементов рельефа. Вероятно, они имеют сколовый характер и представляют собой малоамплитудные сдвиги.

Южнее, между разломами Архангельского и Долдрамс, в осевой части Срединно-Атлантического хребта хорошо изучен межразломный асимметричный хребет. Он имеет более крутой северный и более пологий южный склоны. Поверхность хребта, на которой установлены небольшие субгоризонтальные тела известняков, разбита на ряд блоков субмеридиональными разломами. Восточнее рифтовой долины хребет наклонен к северу, т.е. в обратном направлении, и, соответственно, имеет более крутой южный склон. Южнее разлома Долдрамс располагается поперечный хребет, который также имеет более крутой северный склон. Он сложен серпентинитами, осадочными брекчиями и по ряду признаков имеет сложную

историю возникновения. На его простирании на расстоянии около 300 км в сторону котловины Демерара располагается субширотный хребет со сходной морфологией. Южнее, так же, как и восточнее Срединно-Атлантического хребта, подобные структуры не установлены.

ОБСУЖДЕНИЕ

Термин “неактивные следы” трансформного разлома был введен Дж. Вилсоном [26]. Впоследствии появились такие синонимы, как “древние следы” (“*fossil traces*”), “отмершие следы” (“*dead traces*”), “пассивные части трансформных разломов”. Дж. Вилсон считал, что при расширении срединно-океанических хребтов за пределами зоны спрединга сохраняется неактивный в настоящее время след движения. Активная часть трансформна указывает на направление современного движения, в то время как неактивное продолжение является геологическим свидетельством относительных движений в прошлом. Принимается, что на сфере трансформные разломы располагаются по малым кругам относительно полюса вращения. В модели Дж. Вилсона предполагалось, что разломы Атлантического океана типа хребет-хребет закладываются по ослабленным зонам более древнего заложения в пределах раздвигаемого континентального блока (“*Lines of old weakness*” – [26, p. 344]).

За тридцать лет, с момента появления модели Дж. Вилсона, был накоплен огромный фактический материал о строении активных частей трансформных разломов. Однако их пассивные части остались практически не изученными, за исключением отдельных исследований некоторых трансформных разломов Атлантического океана [12, 16, 24 и ряд работ авторов статьи]. Вместе с тем правильное понимание размещения океанических разломов имеет для приэкваториальной области Атлантического океана особое значение. Отсутствие здесь линейных магнитных аномалий делает невозможными прямые палеореконструкции по уже отработанным плейттектоническим методикам. В результате для геодинамических построений привлекаются данные по весьма удаленным регионам, которые и экстраполируются на экваториальную область [22]. В связи с этим принципиальный интерес представляет изучение пассивных частей трансформных разломов. Они, как известно, отражают геодинамические обстановки прошлого, и, следовательно, любые изменения морфологии разломов, их простираний включают важную информацию об истории развития океанической коры.

Приведенные выше данные свидетельствуют о сложной структуре океанической коры в пределах приэкваториальной Атлантики и существенных изменениях геодинамических режимов при раскрытии этой части Атлантического океана. Разломы в плане могут сближаться – испытыва-

ют тектоническую конвергенцию, расходятся, образуя при этом в плане сложные структурные рисунки. Многие разломы прерываются, изгибаются. Северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне устанавливается крупное азимутальное несогласие между пассивными частями трансформных разломов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что при раскрытии экваториальной Атлантики новообразованные части океанической коры использовали древнюю кору более северных районов в качестве упора, который контролировал развитие восточных флангов разломов. После раскрытия приэкваториальной части началось смещение мезозойской океанической коры востока северной Атлантики на юг, о чем свидетельствует распределение деформаций осадочного чехла.

Таким образом, сопоставление данных спутниковой альтиметрии с материалами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученными на НИС “Академик Николай Страхов”, позволяет сделать следующие выводы.

1. Протяженность разломов приэкваториальной Атлантики различна и изменяется от 4410 до 700 км. Пассивные части составляют в них от 80 до 95% от общей длины разлома. У большинства разломов западные фланги более протяженные, что может свидетельствовать об асимметричном спрединге. Средняя ширина разломных зон, включая приразломные хребты, составляет около 65 км. С учетом того, что разломы оказывают охлаждающее воздействие на прилегающие части плит, можно предположить, что около трети океанической литосферы приэкваториальной Атлантики имеет относительно более холодную температуру и здесь мантийное вещество находится в наиболее высоком положении.

2. В плане “пассивные части” разломов образуют сложный рисунок – они могут расходиться, сближаться, вплоть до образования азимутального несогласия. Картина осложняется многочисленными изменениями простираний более высокого порядка. Пассивные части трансформных разломов в ходе эволюции океанической коры испытывают не только прогрессивное опускание по мере их удаления от оси спрединга, но и более сложные деформации, обусловленные неотектоническими движениями океанической коры за пределами зоны спрединга, интенсивность которых менялась как во времени, так и в пространстве.

3. Полученные данные свидетельствуют о сложной структуре океанической коры в пределах приэкваториальной Атлантики и существенных изменениях геодинамических режимов при раскрытии этой части Атлантического океана.

4. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 93-05-9745).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агапова Г.В., Волокитина Л.П.* О преобладающих простираниях разломов на дне океана // *Океанология*. 1991. Т. 31. Вып. 1. С. 92–101.
2. *Дубинин Е.П.* Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 181 с.
3. *Кленова М.В., Лавров В.М.* Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 450 с.
4. *Кольцова А.В., Голод В.М.* Рельеф акустического фундамента и мощность осадочного чехлов в Атлантическом океане между 1° и 5° с.ш. // *Докл. РАН*. 1995. Т. 335. № 4. С. 471–475.
5. *Мазарович А.О.* Разломы северной части Центральной Атлантики // *Геотектоника*. 1986. № 47. С. 25–34.
6. *Мазарович А.О.* Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // *Докл. РАН*. 1994. Т. 335. № 1. С. 70–73.
7. *Мазарович А.О., Морозов Ю.И., Турко Н.Н.* Рельеф и строение осадочного чехла разломов Марфон и Меркурий (Центральная Атлантика) // *Докл. РАН*. 1992. Т. 324. № 3. С. 643–647.
8. *Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495.)
9. *Строение зоны разлома Долдрамс. Центральная Атлантика.* М.: Наука, 1991. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459.)
10. *Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика.* М.: Наука, 1989. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 439.)
11. *Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Береснев А.Ф., Голод В.М., Кольцова А.В., Куренцова Н.А., Волокитина Л.П., Захаров М.В., Удинцев В.Г.* Геологическое строение разлома Страхова (экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта) // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 4. С. 592–606.
12. *Allerton S., Murton B.J., Searle R.C., Jones M.* Extensional faulting and segmentation of the Mid-Atlantic Ridge North of the Kane Fracture Zone (24°00' N to 24°40' N) // *Mar. Geophys. Res.* 1995. Vol. 17. N 1. P. 37–61.
13. *Bonatti E.* Anomalous Opening of the Equatorial Atlantic due to an Equatorial Mantle Thermal Minimum // *Earth. Planet. Sci. Letters*. 1996. Vol. . N. P. – . (in press).
14. *Gahagan L.M., Scotese C.R., Royer J.-Y., Sandwell D.T. et al.* Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155. N. 1–4. P. 1–26.
15. *General bathymetric chart of the oceans (GEBCO).* 1 : 10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1982.
16. *Gorini M.A., Bryan G.M.* The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil // *Continental margins of Atlantic Type*. San Paulo: (An. Acad. Bras. Cienc), 1986. Vol. 48. P. 101–118.
17. *Jones E.J.W.* Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of western Pangea // *Geology*. 1987. Vol. 15. N 6. P. 533–536.
18. *Klitgord K.D., Schouten H.* Plate kinematics of the Central Atlantic // *The Geology Region: Wash.: Geological Society of America*, 1986. P. 351–377.
19. *Lancelot I., Seibold E. et al.* Initial reports of the DSDP. Wash. (D.S.): US Gov. Print off., 1977. Vol. 11. 1259 p.
20. *Muller R.D., Roest W.R.* Fracture zones in the North Atlantic from combined GEOSAT and SeaSAT data // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. N B3. P. 3337–3350.
21. *Muller R.D., Smith W.H.F.* Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. N B5. P. 8275–8291.
22. *Nurnberg D., Muller R.D.* The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 191. N 1/2. P. 27–53.
23. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from ERS-1 Geosat and Seasat reveals new tectonic fabric: EOS (Transactions, American Geophysical Union). 1992. Vol. 73. 133 p.
24. *Smooth N.S.* North Atlantic fracture-zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // *Geology*. 1989. Vol. 17. N 12. P. 1119–1122.
25. *Spathopoulos F., Jones E.J.W.* Seismic Evidence for Anomalous crustal structure beneath Mesozoic Fracture Zones in the Gambia Basin, Eastern Equatorial Atlantic // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 225. N 3. P. 205–217.
26. *Wilson J.T.* A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift // *Nature*. 1965. Vol. 207. N 4995. P. 343–347.

Passive Parts of Fracture Zones in the Atlantic Ocean between 16° N and the Equator

A. O. Mazarovich*, G. V. Agapova*, V. N. Efimov*, M. Liggi, S. Yu. Sokolov*, N. N. Turko*,
and A. A. Rikhter***

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

**Istituto Geologia Marina, CNR, Bologna, Italy

On the basis of satellite altimetry data complemented by the results from multibeam echo sounding and continuous seismic profiling obtained on board the R/V Akademik Nikolai Strahov over several years, the most general structural patterns of the passive parts of fracture zones (FZs) in the equatorial Atlantic have been established. The facts presented in the article indicate a complex structural organization of the oceanic crust in the equatorial Atlantic, as well as considerable variations in geodynamic conditions during the opening of this part of the Atlantic Ocean. In plan, the fracture zones can converge and diverge forming complex structural patterns. Northwest of the Sierra Leone Rise, there is a large azimuthal unconformity between passive parts of fracture zones.

ПАМЯТИ НАТАЛЬИ ГАВРИЛОВНЫ МАРКОВОЙ (1908–1997)



Геологический институт РАН, российская геологическая наука понесли невосполнимую утрату. 7 февраля ушла из жизни Наталья Гавриловна Маркова – настоящий геолог и прекрасный человек. Более 60 лет ее жизнь была связана с Геологическим институтом, и сейчас трудно представить, что мы больше никогда не услышим голос этого добрейшего человека. Она принадлежала к числу талантливых учеников А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. Ее характеризовали неисчерпаемая энергия, трудолюбие и страсть к полевым исследованиям. Наталья Гавриловна родилась в Екатеринбурге, в семье горного инженера Гаврилы Александровича Маркова. В 1931 г. она окончила Московский геолого-разведочный институт им. С. Орджоникидзе и была направлена в семипалатинское Геологическое управление. Свои первые исследования Н.Г. Маркова проводила в Казахстане. Позднее, совместно с Е.А. Кузнецовым и Н.В. Литвинович, она занималась зеленокаменными образованиями Урала. Большое влияние на формирование геологического мировоззрения Н.Г. Марковой оказали работы по изучению бокситоносных толщ восточного склона Северного и Среднего Урала, которые она проводила совместно с Н.А. Штрейсом под руководством А.Д. Архангельского (1933–1936 гг.). Во время этих исследований впервые проявился за-

мечательный талант Натальи Гавриловны находить остатки ископаемой фауны в толщах, которые прежде считались немymi.

С 1935 г. Н.Г. Маркова являлась одним из ведущих сотрудников Геологического института, а Казахстан долгие годы был главным объектом ее плодотворных исследований. В 1944 г. она завершила монографию “Тектоника Чингизской зоны северо-восточного Казахстана”, которая тогда же была защищена как кандидатская диссертация. Позднее ею была написана большая монография “Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-пак-Далы”, в которой разработаны принципы тектонического районирования, охарактеризована морфология различных типов структур и заложены основы стратиграфии протерозоя и палеозоя. Особенно большое значение имело выделение ею Джалаир-Найманской зоны разломов и отнесение ее, а также Иртышской зоны смятия к классу шовных структур. Эта монография была ею блестяще защищена в качестве докторской диссертации. Несомненным итогом исследований в Казахстане явилось издание в 1981 г. Тектонической карты Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000 – одной из первых в СССР карт, построенных на принципах мобилизма. Н.Г. Маркова была заместителем главного редактора этой карты.

Н.Г. Маркова в 1964 г. стала организатором и первым начальником Советско-Монгольской экспедиции. Начиная с этого времени горы и пустыни Монголии становятся главным объектом ее научных интересов. Многие месяцы она работала, нередко с опасностью для жизни, в крайне труднодоступных районах пустыни Гоби, где единственными обитателями были дикие верблюды и гобийские медведи. Она активно участвовала в качестве составителя и заместителя главного редактора в издании первой Тектонической карты МНР 1 : 500 000 масштаба, которая была издана в 1974 г. вместе с объяснительной запиской, участвовала в составлении Тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000, изданной в 1966 г. Не потеряли своего значения ее первые систематические описания венда, кембрия, ордовика, силура и девона ряда тектонических зон Монголии. Многие из разрезов она впервые охарактеризовала палеонтологически. Ею составлен ряд стратиграфических схем расчленения палеозоя Монголии.

За плодотворную научную деятельность Н.Г. Маркова награждена двумя орденами “Знак почета” и многими медалями, в том числе медалью “За доблестный труд в Великой Отечественной войне” и медалью МНР в честь 50-летия Монгольской революции. Оптимизм Натальи Гавриловны, ее жизнелюбие и доброжелательность всегда вызывали симпатию и любовь коллег-геологов. Тысячи километров стались под колесами машин Н.Г. Марковой, сотни километров пеших маршрутов. Карты, статьи, монографии еще долго-долго будут служить нашей науке. И люди, которые хоть раз встречались с Натальей Гавриловной, всегда будут помнить ее улыбку, ум и добросердечность.

*Т.Н. Хераскова, А.Л. Янин, М.С. Нагибина,
Ю.М. Пуцаровский, А.А. Моссаковский,
В.С. Буртман, Ч.Б. Борукаев*

Российская академия наук * Издательство "Наука"

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство "Наука" по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90. Для ускорения обработки Вашего заказа высылайте копию заявки по факсу (095) 420 2220 либо по электрон. почте nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP://www.apr.ru

Заявка на специальную подписку

на журналы Издательства "НАУКА"

с доставкой по почте через Агентство подписки и розницы (АПР)

в 1-м полугодии 1998 года

Физика. Математика
Астрономия. Геология
Географические науки
Технические науки
Журналы РАН
общего содержания

Наименование организации (сокращенно и полностью) _____

Местонахождение: почтовый индекс _____ Область (край, респ.) _____

город _____ ул. _____ дом _____ корп. _____

код+тел. _____ факс _____ e-mail _____

Полный почтовый адрес организации для писем и бандеролей (если он отличается от адреса местонахождения) _____

Просим оформить специальную адресную подписку на отмеченные ниже журналы, необходимые для научно-исследовательской (учебной, производственной) деятельности на территории России:

Индекс	Наименование журнала	Кол-во выпусков в полугодие	Кол-во подписных комплектов за минимальный срок подписки (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых подписных комплектов на выбранные Вами журналы)						Всего заказано подписных комплектов на 1-е полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена 1-го подписного комплекта за минимальный срок подписки (в руб.)	Итого сумма в рублях (10 × 11)
			январь	февраль	март	апрель	май	июнь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70001	Автоматика и телемеханика	6								17 000	
70010	Акустический журнал	3								17 400	
70237	Алгебра и анализ	3								22 000	
70030	Астрономический вестник	3								16 700	
70024	Астрономический журнал	3								17 500	
70053	Биофизика	3								17 500	
70134	Водные ресурсы	3								18 500	
70162	Вулканология и сейсмология	3								15 100	
70217	Геология рудных месторождений	3								17 100	
70218	Геомагнетизм и астрономия	3								16 600	
70215	Геоморфология	2								15 600	
70228	Геотектоника	3								17 800	
70393	Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология	3								15 700	
70253	Дефектоскопия	6								15 400	
70239	Дискретная математика	2								17 300	
70244	Доклады РАН	18								52 000	

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ НАУЧНОЙ ПЕРИОДИКИ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

Подписка на академические журналы издательства "Наука" в I полугодии 1998 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-98" (т. 1) в отделениях связи и по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим, библиотечным, вузовским, отраслевым научно-исследовательским организациям, их сотрудникам, докторантам и аспирантам. Цены Издательства в I полугодии 1998 г. не увеличены и остались на уровне цен II полугодия 1997 г. Цена доставки по почте на ваш адрес незначительно возросла.

Индивидуальные подписчики указанных организаций смогут оформить подписку по специальным ценам в редакциях соответствующих журналов либо непосредственно в Издательстве или его Санкт-Петербургском и Екатеринбургском отделениях по предъявлении служебного удостоверения. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

Коллективные подписчики для оформления своего заказа должны будут направить в Издательство "Наука" надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении Издательством полученных заявок оплата производится через отделения банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН, а также ВИНТИ и др.) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в Издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Государственным организациям и лицам, работающим в них, получившим право подписки по специальным ценам в предыдущем полугодии, достаточно будет при оформлении подписки в I полугодии 1998 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при оформлении подписки на II полугодие 1997 года.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков будут приниматься только с печатью организации (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов Издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7 Москва, В-485 Профсоюзная ул., 90 комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по вашему адресу.