

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Н.И. Волкова, Е.В. Складаров*

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Глаукофановые сланцы входят в состав субдукционно-аккреционных комплексов, где они встречаются в виде отдельных тектонических пластин, чешуй, линз либо в виде экзотических блоков в меланже. Обычной является и ассоциация с офиолитами, причем зачастую сами глаукофановые сланцы представляют метаморфизованные члены офиолитовых разрезов. Наряду с офиолитами, характерным компонентом высокобарических поясов являются щелочные базальты океанических островов, детально рассмотренные для комплексов Уймонской зоны Горного Алтая и Чарской зоны Восточного Казахстана. Это свидетельствует об активности плюмового магматизма в раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана. Предполагается последовательное закрытие отдельных участков Палеоазиатского океана, фиксируемое сутурами с участием высокобарических пород.

Глаукофановые сланцы, геохимия, субдукция, аккреция, геохронология, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

HIGH-PRESSURE COMPLEXES OF CENTRAL-ASIAN FOLD BELT: GEOLOGIC SETTING, GEOCHEMISTRY, AND GEODYNAMIC IMPLICATIONS

N.I. Volkova and E.V. Sklyarov

Blueschist is a component of subduction-accretionary complexes, where it occurs in the form of separate tectonic slabs, splinters, and lenses or as exotic blocks in the melange. Often associated with ophiolites, glaucophane schists are commonly metamorphosed members of ophiolite sections. Along with ophiolite, a typical component of high-pressure belts is ocean-island alkali basalt, which was examined in detail for the Uimon zone of Gorny Altai and the Chara zone of Eastern Kazakhstan. This suggests active plume magmatism in the Early Paleozoic evolution of the Paleasian ocean. It is supposed that some parts of the Paleasian ocean were successively closed as seen from sutures with participation of high-pressure rocks.

Blueschist, geochemistry, subduction, accretion, geochronology, Central-Asian fold belt

ВВЕДЕНИЕ

Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы являются одними из наиболее важных индикаторов тектонической эволюции складчатых областей и в последние десятилетия привлекают все большее внимание петрологов, поскольку понимание условий их формирования и эксгумации позволяет реконструировать последовательность и характер субдукционно-аккреционных событий, имеющих место на границах конвергентных плит [Добрецов, 1974, 2000; Ernst, 1988; Peacock, 1991]. Одним из ключевых моментов для понимания тектонических процессов является состав протолита высокобарических комплексов. Протолитами глаукофановых сланцев, встречающихся в континентальных коллизионных орогенах (тип А по [Maruyama et al., 1996]), являются образования пассивных окраин, включающие карбонатные породы платформенного типа, бимодальные вулканиты, глиноземистые осадки. Эти метаморфические комплексы формировались в коллизионных обстановках за счет пород континентальной коры и характеризуются развитием высокобарических и ультравысокобарических ассоциаций. С другой стороны, глаукофановые сланцы, формировавшиеся в условиях активных континентальных окраин в результате субдукции палеоокеанических плит, имеют океаническую природу протолита (тип В по [Maruyama et al., 1996]) и представлены метаморфизованными кремнистыми осадками, базальтами срединно-океанических хребтов, океанических островов, рифовыми известняками и граувакками.

Важную роль в расшифровке тектонического режима, который ответственен за формирование и эксгумацию высокобарических комплексов субдукционного типа, играют P - T - t тренды метаморфизма [Ernst, 1988]. При этом фиксируемые P - T тренды показывают два различных сценария метаморфической истории, определяемых различиями конвергентных обстановок. Это субдукция „альпийского типа“, включающая континентальную коллизию, и внутриокеаническая субдукция „францисканского типа“ [Ernst, 1988]. Наиболее важные различия метаморфической эволюции связаны с регрессивными участками P - T трендов: альпийский тип субдукции характеризуется почти изотермической декомпрессией, тогда как францисканский тип показывает одновременное снижение температуры и давления [Ernst, 1988;

Maruyama et al., 1996; Gao, Klemmt, 2003; Кузьмичев и др., 2005]. Основные механизмы эксгумации высокобарических комплексов рассмотрены в работах [Добрецов, 2000; Складаров, 2006; и др.].

При субдукции гетерогенной океанической литосферной плиты, включающей перекрывающие осадки, при повышении температур и давлений происходят прогрессивные реакции дегидратации, и высвобождающиеся флюиды, обогащенные несовместимыми элементами, инициируют плавление в мантийном клине, приводя к образованию надсубдукционных магм. С течением времени при полном закрытии океанических бассейнов субдукционные процессы сменяются коллизионными, приводя, в конечном счете, к формированию коллизионных орогенов. Поскольку глаукофановые сланцы и низкотемпературные эклогиты представляют собой эксгумированные фрагменты субдуцированной океанической литосферной плиты, петролого-геохимическое изучение НР/ЛТ комплексов дает фундаментальную информацию о природе слэба и составе протолитов до субдукции, кинематике и термальной эволюции древних субдукционных зон, а изотопно-геохронологическое датирование высокобарических образований позволяет получить оценку возрастных рубежей для ранних стадий закрытия отдельных участков палеоокеанов.

В данной статье представлены результаты обобщения петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований глаукофансланцевых комплексов Центрально-Азиатского подвижного пояса, главным образом его западной части, и их геодинамическая интерпретация.

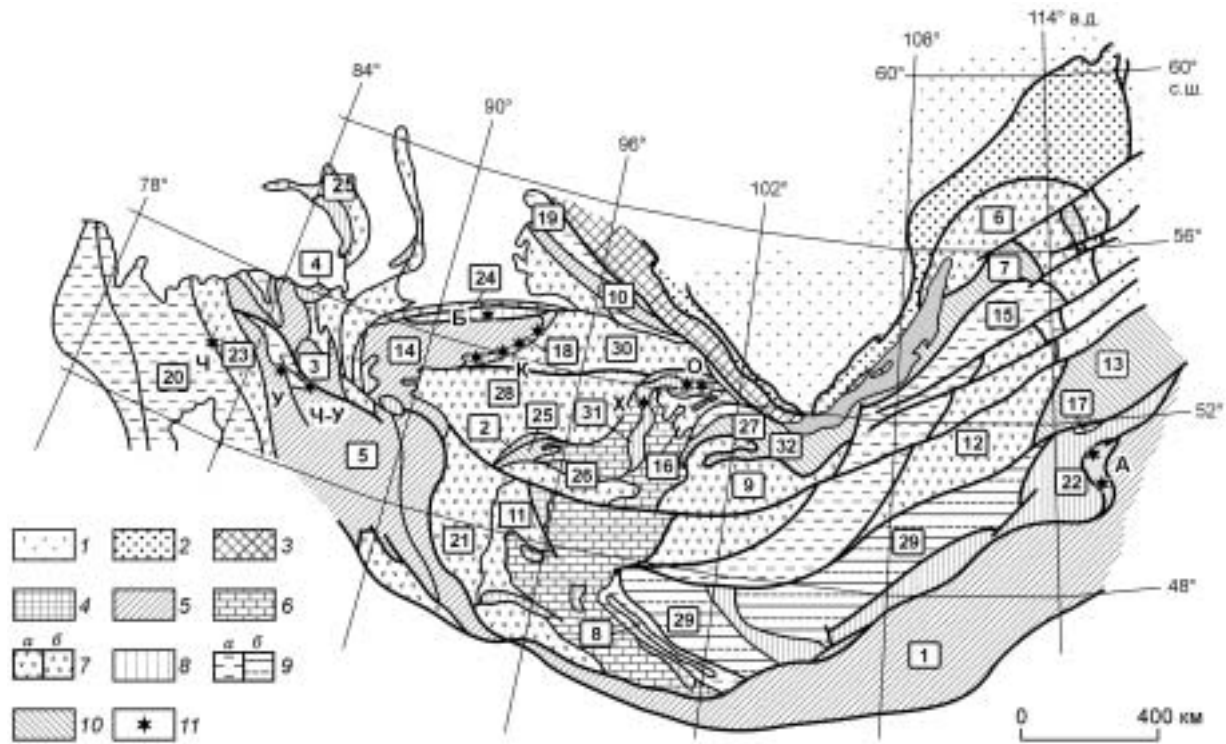


Рис. 1. Схема распространения глаукофановых сланцев Южной Сибири.

Североазиатский кратон: 1 — Сибирская платформа, 2 — опущенная окраина кратона, 3 — краевой выступ раннедокембрийского фундамента кратона. Складчатое обрамление платформы: 4 — фрагменты раннедокембрийских кратонных террейнов в фундаменте микроконтинента, 5 — фрагменты пассивной континентальной окраины (V — С), 6 — карбонатный шельфовый чехол (V — С) микроконтинента, 7 — островодужные террейны (а — венд-кембрийские, б — рифейские), 8 — террейны аккреционного клина, 9 — террейны задугового бассейна (а — венд-кембрийские, б — верхнепалеозойские — нижнемезозойские), 10 — метаморфические террейны, 11 — голубые сланцы.

Цифры на схеме — террейны: 1 — Аргунский, 2 — Агардагский, 3 — Ануй-Чуйский, 4 — Аламбайский, 5 — Алтай-Монгольский, 6 — Байкало-Муйский, 7 — Баргузинский, 8 — Баян-Хонгорский, 9 — Джидинский, 10 — Дербинский, 11 — Дзобханский, 12 — Еравнинский, 13 — Западно-Становой, 14 — Западно-Саянский, 15 — Икатский, 16 — Ильчирский, 17 — Каменский, 18 — Куртушибинский, 19 — Кувайский, 20 — Калба-Нарымский, 21 — Озерный, 22 — Ононский, 23 — Рудно-Алтайский, 24 — Северосаянский, 25 — Салаирский, 26 — Сангиленский, 27 — Тункинский, 28 — Тоннуольский, 29 — Хангай-Даурский, 30 — Хамсаринский, 31 — Хугейнский, 32 — Хамардабан-Ольхонский.

Буквами на схеме обозначены глаукофансланцевые пояса: А — Агинский; Б — Борусский; К — Куртушибинский; О — Окинский; У — Уймонский; Х — Хугейнский; Ч — Чарский; Ч-У — Чаган-Узунский.

Тектоническая основа составлена В.Г. Беличенко с использованием карты: Preliminary Northeast Asia Geodynamics Map (Paper Print-On-Demand and Web versions), 2003: U.S. Geological Survey Open-File Report 03-205, 2 sheets, scale 1:5 000 000. Paper version available from USGS Maps on Demand Web site: <http://rockweb.cr.usgs.gov/mod/ak.html>.

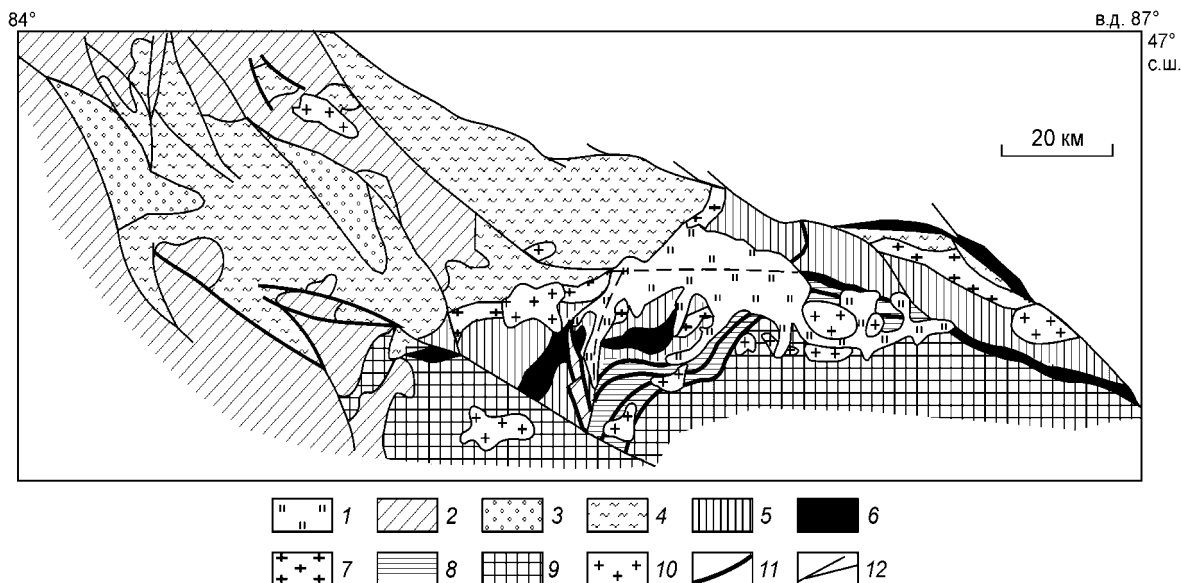


Рис. 2. Геологическая позиция глаукофановых сланцев Уймонской зоны [Buslov et al., 2001].

1 — неоген-четвертичные отложения Уймонской впадины, 2 — нерасчлененные раннесреднедевонские осадочно-вулканогенные породы, 3 — среднепалеозойские песчано-сланцевые толщи, 4 — зеленосланцевая теректинская свита, 5 — глаукофан-зеленосланцевая уймонская свита, 6 — офиолиты, 7 — ордовикско-раннесилурийский тургундинский метаморфический комплекс, 8 — раннепалеозойская сугашская свита, 9 — докембрийские турбидиты Алтае-Монгольского микроконтинента, 10 — нерасчлененные среднепозднепалеозойские гранитоиды, 11 — позднепалеозойские сдвиги, 12 — среднепозднепалеозойские надвиги.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

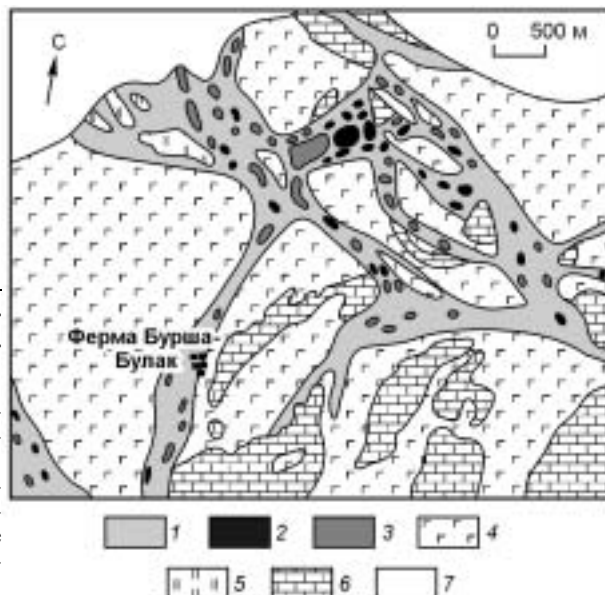
Прерывистая цепочка глаукофансланцевых поясов, маркирующих важнейшие сuture складчатых поясов, выявлена во всем южном обрамлении Сибирского кратона [Добрецов, Скляр, 1989; Скляр, 1994]. Схема распространения глаукофановых сланцев Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представлена на рис. 1, а основные их характеристики приведены в таблице.

В пределах ЦАСП глаукофановые сланцы обычно входят в состав субдукционно-аккреционных и аккреционно-коллизионных комплексов, где они встречаются в виде отдельных тектонических пластин, чешуй, линз (например, в Уймонском, Окинском, Хугейнском, Куртушибинском поясах; рис. 2), или экзотических блоков в меланже (Чарская зона, Борусский пояс; рис. 3). Обычной является и ассоциация с офиолитами, причем зачастую глаукофановые сланцы сами представляют метаморфизованные члены офиолитовых разрезов.

Анализ геологических структур и вещественного состава высокобарических комплексов ЦАСП (см. таблицу) показал, что большинство глаукофансланцевых поясов южного обрамления Сибирского кратона сформировалось в интраокеанической преддуговой обстановке (рис. 4), где имели место тектоническая аккреция, субдукция, андерплэйтинг

Рис. 3. Серпентинитовый меланж с включениями высокобарических пород, Чарская зона, СВ Казахстан [Ермолов и др., 1981].

1 — серпентиниты; 2 — включения метаморфических пород высоких давлений (диафториты по эклогитам, гранатовые амфиболиты, гранат-глаукофановые сланцы, глаукофановые кварциты); 3 — включения метаморфических пород низких и умеренных давлений (амфиболиты, зеленые сланцы, кварциты, габбро, горнблендиты); 4 — спилит-диабазовый комплекс O_2-D_2 ; 5 — кремнистые породы и яшмоиды D_{2-3} ; 6 — известняки D_{1-2} и $C_{1-2,3}$ нерасчлененные; 7 — рыхлые отложения.



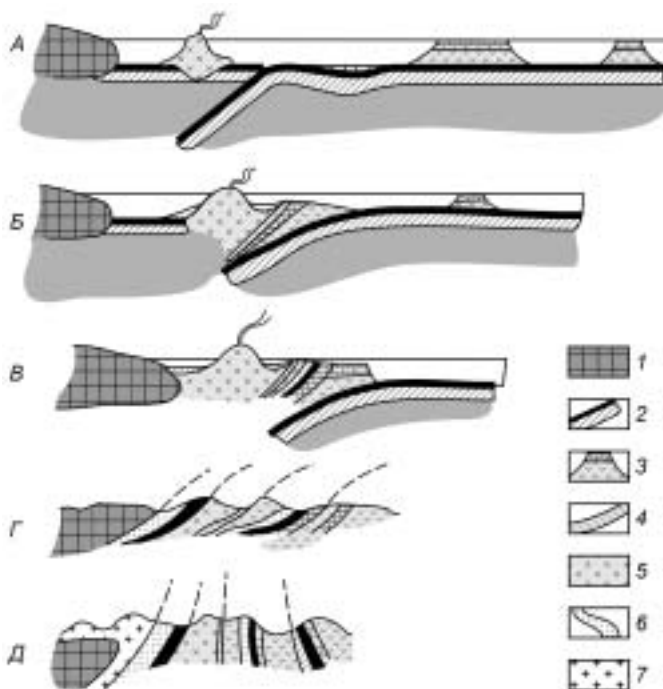
**Некоторые характеристики глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов
Центрально-Азиатского складчатого пояса**

Комплекс, пояс	Геологическая позиция	Протолит	<i>P-T</i> параметры пика метаморфизма	Возраст метаморфизма, млн лет (метод)	Источник
Агинский	Чешуи metabазальтов среди преобладающих терригенных осадков в составе аккреционной призмы	Субщелочные базальты, граувакки, кремнистые осадки	5—6 кбар, 300—350 °C	MZ(?)	[Добрецов, Скляров, 1989]
Северомуйский	Линзы эклогитов среди амфиболит-гнейсовой толщи фундамента микроконтинента	Толетовые базальты океанического дна	24—25 кбар, 900 °C	653 ± 21 (Sm-Nd)	[Скляров, 1994; Шацкий и др., 1996]
Окинский, Восточный Саян	Тектонические пластины с зонами меланжа и олистоstromами в составе аккреционной призмы	Терригенные, вулканогенные и флишоидные отложения, базальты N- и E-MORB типов	6—7 кбар, 480—520 °C	736 ± 43 (Sm-Nd) и 753 ± 16 (U-Pb)	[Добрецов, Скляров, 1989; Кузьмичев, Скляров, 2004]
Хугейнский, Северная Монголия	Тектонические пластины с зонами меланжа в составе аккреционной призмы	Основные эффузивы, туфы, граувакки, кремнистые осадки	6—7 кбар, 380—420 °C	Верхний рифей	[Скляров, Постников, 1990; Скляров, 1994]
Куртушибинский, Западный Саян	Тектонические чешуи глаукофановых сланцев в составе офиолитов	Вулканисты, туфы, граувакки, кремнистые сланцы, углеродистые сланцы	7—9 кбар, 420—450 °C	600—520(?)	[Добрецов, Скляров, 1989; Скляров, 1994]
Борусский, Южная Сибирь	Блоки в серпентинитовом меланже в основании офиолитового разреза	Базальты, диабазы, габброиды	12 кбар, 600 °C	520(?)	[Добрецов, Скляров, 1989; Скляров, 1994]
Чаган-Узунский массив, Горный Алтай	Блоки эклогитов в серпентинитовом меланже	Базальты N-MORB типа	20 кбар, 660 °C	567—535 (K-Ar), 636 (Ar-Ar)	[Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al., 2001; Ota et al., 2002]
Уймонский, Горный Алтай	Чешуи и тектонические пластины в составе аккреционной призмы	Базальты N- и E-MORB, OIB типов, туфы, кремнистые и карбонатные породы	6—8 кбар, 400 °C	490—485 (Ar-Ar)	[Волкова, 2003; Volkova et al., 2004a; Волкова и др., 2005a]
Чарский, СВ Казахстан	Блоки высокобарических пород в серпентинитовом меланже	Базальты N- и E-MORB, OIB типа, кремнистые и карбонатные породы	15—20 кбар, 675—775 °C	450—449 (Ar-Ar)	[Волкова и др., 2004, 2005b; Buslov et al., 2004]
Максютовский, Урал	Линзы эклогитов и глаукофановых сланцев в метасадочной толще	Силлы и дайки базальтоидов (E-MORB типа)	24—26 кбар, 640—750 °C	390—372 (Sm-Nd, Ar-Ar, Rb-Sr)	[Шацкий и др., 1997; Matte et al., 1993; Lennykh et al., 1995; Beane, Connely, 2000; Glodny et al., 2002; Volkova et al., 2004b; Лепезин и др., 2006]
Атбашинский, Тянь-Шань, Киргизия	Линзы, блоки эклогитов в тектоническом меланже	Базальты типа N-MORB, габбро, карбонатные породы	>25 кбар, >725 °C	327—324 (Ar-Ar)	[Ступаков и др., 2004]
Аксу, Китай	Тектонические пластины в составе аккреционной призмы	Основные вулканисты, включая пиллоу-лавы и массивные лавы, флишоидные осадки	8.5 кбар, 460 °C	720(?)	[Liou et al., 1989; Сяо и др., 1994; Jiang, Zhang, 2001]
Танбале, Китай	Блоки, ассоциирующие с расчешуенными офиолитами	Основные вулканисты (спилиты)	6—7 кбар, 400—450 °C	510 (возраст офиолитов); 531 (U-Pb по цирконам из расслоенного габбро)	[Сяо и др., 1994; Ping et al., 2005]
Южно-Тяньшаньский (Западно-Тяньшаньский), СЗ Китай	Тектонические пластины, чешуи в палеозойском аккреционном клине	Основные вулканисты (MORB и OIB), туфогенные осадки, карбонатные породы, серпентиниты	18—21 кбар, 570 °C	346—344 (эклогит, Sm-Nd изохроны), 344 (кроссит, Ar-Ar), 331 (фенгит, Ar-Ar)	[Gao, Klemdt, 2003; Klemdt et al., 2005]

Рис. 4. Схематическая модель формирования глаукофансланцевых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

А — зарождение субдукционной зоны в пределах океанической плиты; *Б* — погружение симаунта в субдукционную зону и его включение в аккреционную призму; *В* — коллизия симаунта с островной дугой, эксгумация глаукофановых сланцев; *Г* — образование субдукционно-аккреционно-коллизионного комплекса; *Д* — коллизия с кратоном; постколлизионный орогенез.

1 — кратон; 2 — океаническая плита; 3 — симаунт с карбонатной шапкой, сложенный базальтами OIB и E-MORB типов; 4 — пелагические кремнистые осадки; 5 — островодужные вулканиды; 6 — турбидиты и туфы; 7 — постколлизионные гранитоиды.



и обдукция мафических террейнов. Сохранность HP/LT метаморфических ассоциаций означает, что часть субдуцированной коры отделилась от опускающегося слэба и была быстро возвращена на более высокие уровни. Возможным механизмом эксгумации мог быть возвратный поток в аккреционном клине [Добрецов, 2000] при коллизии симаунта с островной дугой, высвобождении больших количеств дегидратированной воды в субдуцированном серпентинитовом слэбе, способствующей эксгумации эклогитов и глаукофановых сланцев.

Следующим этапом в схематическом сценарии формирования глаукофансланцевых комплексов ЦАСП была аккреция к островной дуге с образованием субдукционно-аккреционных комплексов, включающих фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, метаграувакки и пластины офиолитов. Следует отметить, что в пределах ЦАСП почти всегда отмечается большой разрыв во времени между образованием субдукционно-аккреционных комплексов и окончательной коллизией островодужных террейнов или микроконтинентов с Сибирским кратоном. Последующие аккреционно-коллизионные события в Центрально-Азиатском складчатом поясе привели к формированию орогенического коллажа, состоящего из фрагментов островных дуг, коллизионных комплексов и океанических плато, которые были последовательно аккрецированы к южной окраине Сибирского кратона.

ГЕОХИМИЯ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА

Состав высокобарических комплексов весьма разнообразен (см. таблицу), однако в нем практически всегда присутствуют метаморфизованные базальты MORB и OIB типов. Специфика геохимической природы протолитов высокобарических комплексов ЦАСП будет рассмотрена на примере глаукофановых сланцев Уймонской зоны Горного Алтая и высокобарических включений в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Северо-Восточный Казахстан).

Глаукофановые сланцы Уймонской зоны, Горный Алтай. Уймонская зона расположена в центральной части Горного Алтая в зоне Чарышско-Теректинского разлома (см. рис. 2). В последние годы было показано, что этот район представляет собой среднедевонскую деформированную чешуйчатую структуру, включающую в себя несколько крупных структурно-вещественных единиц [Добрецов и др., 1991; Дук, 1995; Buslov et al., 2001, 2004]: 1) кембрийско-ордовикские офиолитовые пластины, описанные как рассланцованные серпентиниты с блоками массивных серпентинизированных дунитов, пироксенитов, габбро и родингитов; 2) блоки или пластины метаморфических пород (сланцы, гнейсы, амфиболиты), *P-T* условия образования которых отвечают эпидот-амфиболитовой фации; 3) вулканиды и туфогенные породы уймонской свиты, метаморфизованные в условиях, переходных от фации зеленых сланцев к глаукофансланцевой фации; 4) теректинскую свиту, сложенную также вулканогенно-терригенными породами, но отличающуюся более низкой степенью метаморфизма, отвечающей зеленосланцевой фации, а также преобладанием метаграувакк и метакarbonатных пород; 5) позднекембрийскую-раннеордовикскую вулканогенно-осадочную сугашскую свиту, представленную туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканидами; 6) неметаморфизованные песчано-сланцевые толщи среднего палеозоя и вулканогенно-осадочные породы раннего—среднего девона.

Анализ петрогеохимических особенностей метабазитов Уймонской зоны Горного Алтая [Волкова, 2003; Volkova et al., 2004a; Волкова и др., 2005a] показал существенные различия между глаукофановыми и зелеными сланцами как в отношении содержаний петрогенных, так и редких элементов. При этом

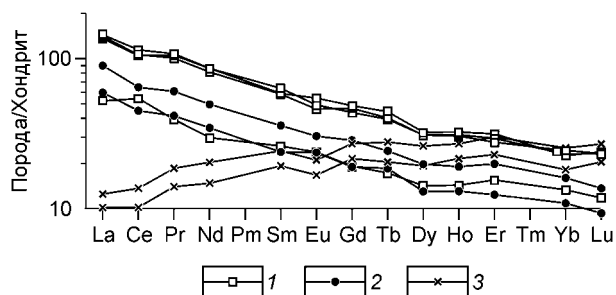


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в метаморфических породах Уймонской зоны, Горный Алтай.

Сланцы: 1 — глаукофановые, 2 — винчит-актинолитовые, 3 — актинолитовые.

сланцы содержат резко повышенные концентрации редких земель (содержания La и Ce превышают хондритовую норму более чем в 100 раз) и имеют отрицательный наклон кривых распределения: La/Yb варьирует от 5.6 до 6.4 (рис. 5). В целом они сопоставимы с распределением редкоземельных элементов, характерных для щелочных базальтов океанических островов (ОИВ). Зеленые сланцы, наоборот, характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ (концентрации La и Ce не превышают 10—13 хондритовых норм) и положительным наклоном кривых распределения (La/Yb = 0.5—0.6), типичным для базальтов типа N-MORB. Другие геохимические характеристики этих пород также свидетельствуют о том, что глаукофановые сланцы сопоставимы с базальтами ОИВ типа, тогда как зеленые (актинолитовые) сланцы отвечают по составу толеитовым базальтам океанического дна [Волкова, 2003; Volkova et al., 2004a].

Установлено, что минералогические различия пород (а именно, присутствие в них глаукофана или актинолита) обусловлены, в первую очередь, различиями химического состава исходных пород, а не изменениями физико-химических параметров метаморфизма [Волкова и др., 2005a]. При метаморфизме субщелочных базальтов развивается глаукофан, тогда как при близких *P-T* условиях (350—400 °C и 6—8 кбар) в толеитовых базальтах еще устойчив актинолит. Полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки (485.3 ± 2.1; 486.9 ± 20.2 и 483.7 ± 9.6; 491.2 ± 4.7 млн лет) по фенгитам и глаукофанам указывают на раннеордовикский (тремадок-аренигский) возраст глаукофансланцевого метаморфизма [Волкова, 2003; Волкова и др., 2005a].

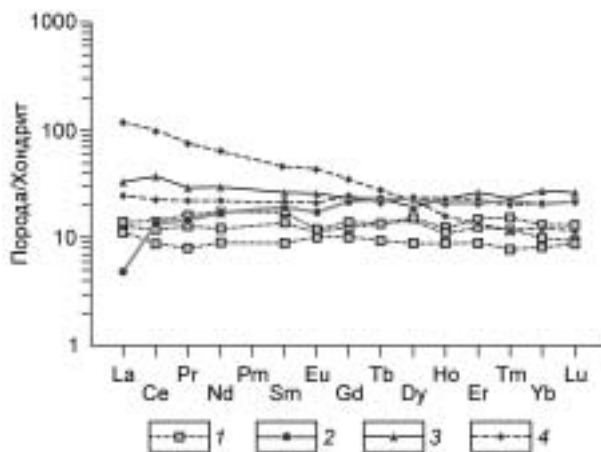
Присутствие в Уймонской зоне metabазальтов с геохимическими характеристиками, свойственными базальтам океанических островов и MORB, а также обогащенных Mn метаморфизованных кремнистых осадков, мраморов, метаграувакк и офиолитовых пластин (серпентиниты, серпентинизированные дуниты и пироксениты), позволяет рассматривать эту структуру в целом с учетом ее покровно-чешуйчатого строения как аккреционно-коллизийный комплекс. Он включает в себя фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, сформировавшиеся в зоне субдукции, и породы аккреционного клина.

Можно предполагать, что формирование протолита пород Уймонской зоны происходило в обстановке океанических островов или поднятий с кремнисто-карбонатным чехлом. При этом метапелиты, реконструируемые как граувакки, могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные фации фланговых зон подводных вулканов, а слоистые кремнистые осадки и мраморы — как древние пелагические осадки и мелководно-морские карбонатные породы осадочного чехла симаунтов соответственно. Тектоническое совмещение пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, могло иметь место при вхождении симаунта в зону субдукции или непосредственно в субдукционной зоне. Возможной причиной прекращения субдукции могла быть коллизия симаунта с островной дугой, в результате чего комплекс был эксгумирован с глубины около 25 км.

Высокобарические породы Чарской зоны (Северо-Восточный Казахстан). Чарский офиолитовый пояс (Северо-Восточный Казахстан) находится в осевой части одноименной зоны, расположенной между двумя островодужными зонами — Рудно-Алтайской на северо-востоке и Жарма-Саурской на юго-западе [Берзин и др., 1994] и являющейся главной структурой, формирование которой связано с процессами амальгамации, аккреции и коллизии Казахстанского континента и Сибирского кратона. В составе Чарского офиолитового пояса традиционно выделяются три типа серпентинитового меланжа [Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985], включающего блоки вулканических и осадочных пород, которые относятся к океаническому ложу, гайотам, склонам островных дуг. Их возраст датируется главным образом поздним девонем — нижним карбоном [Ермолов и др., 1981; Сенников и др., 2003], хотя в кремнистых породах обнаружены также ордовикские радиолярии [Ермолов и др., 1981; Ивата и др., 1994]. Серпентинитовый меланж I типа содержит включения (блоки размером от нескольких до сотен метров) высокобарических пород: гранатовых амфиболитов, эклогитов, глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев, а также метачертов [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981]. Меланж II типа включает блоки и чешуи метагабброидов, габбро и базальтов, массивных гарцбургитов, лерцолитов, дунитов и пироксенитов. В то же время серпентинитовый меланж III типа практически не содержит метаморфических пород. В него включены фрагменты меланжей I и II типов.

Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в метаморфических породах Чарской зоны, СВ Казахстан.

1 — метабаза; 2—4 — сланцы: 2 — глаукофановые, 3 — барруазитовые, 4 — гранат-барруазитовые.



Оценки параметров метаморфизма, полученные с использованием методов минералогической термобарометрии, свидетельствуют о том, что температуры образования гранат-барруазитовых и глаукофановых сланцев варьируют в небольших пределах 500—570 °С, но в широком интервале давлений 5—13 кбар, в то время как для эклогитов Чарской зоны они составляют: $T = 675\text{—}775\text{ °С}$, $P = 15\text{—}20$ кбар. Значительный разброс по давлению, по-видимому, отражает различную глубину погружения исходных пород (океанических базальтов и кремнистых осадков) в субдукционную зону. Линия, вдоль которой группируются точки P - T оценок, близка к геотерме „теплой“ субдукции, что свидетельствует о субдукции относительно молодой „теплой“ океанической коры на заключительном этапе замыкания палеоокеанического бассейна [Волкова и др., 2004, 20056].

Петрогеохимические характеристики высокобарических метабазатов Чарской зоны свидетельствуют о том, что их протолитами служили не только фрагменты офиолитов (толеитовые базальты океанического дна), но и щелочные базальты типа E-MORB и OIB, что является важным моментом, свидетельствующим об активности плюмового магматизма в раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана [Волкова и др., 2004]. Метабазиты локально сохраняют структуры пиллоу-лав, в которых глаукофановые сланцы образуют каймы на эклогитовых или гранат-барруазитовых ядрах подушек. Спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 6) в высокобарических метабазитах Чарской зоны имеют в основном плоскую горизонтальную форму, отношение $(La/Yb)_n$ варьирует в небольших пределах — 0.99—1.45, фактически отсутствует Eu минимум ($Eu/Eu^* = 0.78\text{—}1.05$), а содержания РЗЭ составляют 8—24 хондритовые нормы. Такие спектры характерны для некоторых типов N-MORB и T-MORB базальтов. Кривая распределения РЗЭ в глаукофановом сланце соответствует типичному N-MORB с резким обеднением легкими лантаноидами $(La/Yb)_n = 0.24$. Только для одного образца гранат-барруазитового сланца спектр РЗЭ имеет резко отрицательный наклон $(La/Yb)_n = 9.79$, что характерно для субщелочных базальтов океанических островов типа OIB, содержания тяжелых РЗЭ составляют 11—13 хондритовых норм, а $La_n = 117$.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопные датировки возраста метаморфизма составляют 449.3 ± 1.0 ; 449.8 ± 5.2 (по фенгитам); 450.0 ± 2.7 ; 449.2 ± 5.5 (по амфиболам) млн лет [Волкова и др., 2004, 20056]. Эти цифры указывают на позднеордовикский (карадок—ашгилл) возраст субдукции/эксгумации высокобарических включений в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса и демонстрируют довольно хорошее совпадение с имеющимися изотопными датировками этих образований, полученными К-Аг методом по мусковиту — 444—429 млн лет [Buslov et al., 2004]. По-видимому, серпентинитовый меланж Чарского пояса имел длительную историю формирования. Его нельзя объяснить только простой дезинтеграцией офиолитов, так как определяющую роль, по-видимому, играло тектоническое совмещение разновозрастных офиолитов, обусловленное аккреционными процессами. Это подтверждается, в частности, находками девонской и раннекарбоновой фауны во включениях карбонатных и кремнистых пород [Ермолов и др., 1981; Сенников и др., 2003].

ВОЗРАСТ СУБДУКЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

В истории развития Палеоазиатского океана от его раскрытия до закрытия, т.е. в течение полного цикла Вилсона, можно выделить три цикла Бертрана: байкальский, каледонский, герцинский. Завершение первых двух из этих циклов приводило к частичному отмиранию океанского бассейна с формированием на месте отмерших его частей коллизионных орогенов, но одновременно и образованию новых бассейнов подобного же типа. И лишь последний герцинский цикл привел к окончательному закрытию Палеоазиатского океана в результате коллизии обрамлявших его континентов и к повсеместному образованию горного рельефа и мощной континентальной коры.

Первый этап развития Палеоазиатского океана завершился в неопротерозое байкальским орогенезом, проявившимся в сравнительно узкой полосе вдоль современной западной и южной окраин древнего Сибирского континента, наиболее отчетливо в Енисейском кряже, а также в Байкало-Патомском нагорье

и Забайкалье. Предвестником этих событий была субдукция океанической литосферной плиты под активную континентальную окраину и формирование Окинской и Хугейнской аккреционных призм, в состав которых входят глаукофановые сланцы. Возраст этих пород соответствует позднему рифею, судя по датировкам, полученным для силлов, прорывающих окинскую серию — 736 ± 43 млн лет (Sm-Nd метод [Кузьмичев, Журавлев, 1999]) и 753 ± 16 млн лет (U-Pb метод [Кузьмичев и др., 2004]).

Эта коллизия компенсировалась раскрытием новых океанских бассейнов (задуговых и интрадуговых), реликтами коры которых являются офиолиты Алтае-Саянской области, Северной Монголии и прилегающего Забайкалья. Возникновение этих бассейнов, расчлененных микроконтинентами, а вскоре и вулканическими дугами, знаменовало начало нового этапа развития Палеоазиатского океана, отвечающего каледонскому циклу Европы. Интервал времени 700—570 млн лет характеризуется заложением новых зон субдукции и появлением вулканических дуг, новых задуговых и преддуговых бассейнов [Хаин, Федотова, 2003]. К этому интервалу относится формирование эклогитов северомуйского комплекса, имеющих возраст 653 ± 21 млн лет (Sm-Nd метод [Шацкий и др., 1996]) и Ar-Ar (636 — 627 млн лет) изотопные датировки эклогитов из серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива [Buslov et al., 2001]. Следует отметить, что более молодые значения возраста (~ 535 млн лет), полученные для эклогитов Чаган-Узуна K-Ar методом [Буслов, Ватанабе, 1996], по-видимому, отражают более поздние коллизионные события [Ota et al., 2002].

Уже во второй половине кембрия—начале ордовика начался обратный процесс наращивания континентальной коры Сибири за счет эшелонированной аккреции венд-раннекембрийских островных дуг, часть из которых причленилась к южной окраине Сибирского кратона, а другая — испытала амальгамацию с формированием супертеррейнов и микроконтинентов (Тувино-Монгольский, Алтае-Монгольский и др.). Этот процесс фиксируется соответствующими комплексами востока Алтае-Саянской области, Восточного Саяна и в Северной Монголии. В последние годы появилось огромное количество изотопно-геохронологических данных о раннеордовикском возрасте ряда магматических и HT/LP метаморфических пород юга азиатской части России. Этот основной коллизионный период, сопровождавшийся сжатием и утолщением коры, сменился в позднем ордовике периодом растяжения и коллапсом коллизионной системы. В пределах пояса выделяется серия магматических и метаморфических комплексов, формирование которых происходило в обстановке постколлизионного растяжения на стадии коллапса.

В Алтайском секторе Палеоазиатского океана отмечается последовательное закрытие отдельных его участков, фиксируемое сутурами с участием высокобарических пород. Полученные Ar-Ag датировки по фенгитам и натровым амфиболам (490 — 485 млн лет) указывают на раннеордовикский возраст глаукофановых сланцев Уймонской зоны [Волкова и др., 2005а] и позднеордовикский возраст (450 — 449 млн лет) субдукции/эксгумации высокобарических включений в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса [Волкова и др., 2004]. Ar-Ag значения возраста глаукофансланцевого метаморфизма пород Чарского пояса довольно хорошо совпадают с изотопными датировками этих образований, полученными ранее K-Ag методом по мусковиту — 444 — 429 млн лет [Buslov et al., 2001].

Заключительная фаза каледонского цикла эволюции этого океана относится, как и в европейских каледонидах, к концу силура—началу девона. В эту фазу террейны разной природы Алтае-Саянской области, Северной Монголии и Байкальской горной страны причленились к Сибирскому континенту. Между тем спрединг в осевой полосе океана, ее Джунгарской апофизе и в окраинных Уральском, Тяньшаньском и Южно-Монгольском бассейнах продолжался в течение большей части девона, т. е. уже в начале герцинского цикла. В девоне начались процессы, приведшие в дальнейшем к закрытию Уральского океана, выразившиеся в столкновении Магнитогорской дуги с окраиной Восточно-Европейского континента. Возраст высокобарического метаморфизма максютовского комплекса, по данным разных авторов, составляет 390 — 372 млн лет [Matte et al., 1993; Lennykh et al., 1995; Шацкий и др., 1997; Beane, Connely, 2000; Glodny et al., 2002; Лепезин и др., 2006]. Закрытие же Южно-Тяньшаньского (или Туркестанского) океана имело место в раннем карбоне. Так, возраст эклогитов, т. е. пика субдукционного метаморфизма Южно-Тяньшаньского эклогит-глаукофансланцевого пояса в СЗ Китае оценивается в 344 млн лет (Sm-Nd метод), а возраст эксгумации глаукофановых сланцев в 331 млн лет (Ar-Ag метод) [Gao, Klemmt, 2003; Klemmt et al., 2005]. Близкие значения возраста эксгумации были получены и для эклогитов Атбашинского хребта Ar-Ag методом по фенгитам — 327 — 324 млн лет [Ступаков и др., 2004].

ВЫВОДЫ

В пределах ЦАСП глаукофановые сланцы входят в состав субдукционно-аккреционных комплексов, где они встречаются в виде отдельных тектонических пластин, чешуй, линз или экзотических блоков в меланже. Они обычно слагаются породными ассоциациями, имеющими океаническую природу протолита (например базальты, турбидиты, кремнистые сланцы, рифовые известняки) и претерпевшими высокобарический метаморфизм во время субдукции.

Петрогеохимические исследования высокобарических метабазитов Уймонской зоны Горного Алтая и Чарской зоны Восточного Казахстана показали, что их протолитами служили не только фрагменты офиолитов (толеитовые базальты типа N-MORB), но и щелочные базальты океанических островов, что является важным моментом, свидетельствующим об активности плюмового магматизма в раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана.

Большинство глаукофансланцевых поясов южного обрамления Сибирского кратона сформировалось в интраокеанической преддуговой обстановке, т. е. при субдукции океанической плиты под островную дугу, а не под континентальную окраину. Следует отметить, что в пределах ЦАСП почти всегда отмечается большой разрыв во времени между образованием субдукционно-аккреционных комплексов и окончательной коллизией островодужных террейнов или микроконтинентов с Сибирским кратоном.

Широкое развитие в ЦАСП как надсубдукционного магматизма, так и грандиозных по масштабам гранитоидных батолитов свидетельствует не только о протекании аккреционно-коллизийных процессов на фоне Сибирского суперплюма, но и о гигантских объемах субдуцированной океанической коры, небольшие фрагменты которой мы наблюдаем в виде цепочки глаукофансланцевых поясов, окаймляющих Сибирский кратон.

Работа выполнена при поддержке комплексных интеграционных проектов СО РАН № 6.7.1, 6.7.2, программы Отделения по наукам о Земле РАН № ОНЗ-10.7.2, РФФИ (гранты № 05-05-64317, 05-05-64761) и грантов ведущих научных школ (НШ-4922.2006.5 и НШ-7417.2006.5).

ЛИТЕРАТУРА

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, 117 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 82—93.

Волкова Н.И. Геохимия и природа протолита метабазитов теректинского глаукофанзеленосланцевого комплекса (Горный Алтай) // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 2, с. 224—228.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Крук Н.Н., Хромых С.В., Куйбида М.Л. Геохимия и ^{39}Ar - ^{40}Ar возраст включений высокобарических пород в серпентинитовом меланже Чарской зоны // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 76—80.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны — свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005а, т. 46 (4), с. 367—382.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Хомяков В.Д. Петрология высокобарических пород Чарской зоны (Восточный Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5, Т. 2. Томск, ЦНТИ, 2005б, с. 317—320.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 430 с.

Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 451—476.

Добрецов Н.Л., Складаров Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Северного Китая // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989, с. 132—157.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР, 1991, т. 318, № 2, с. 413—417.

Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб., ИГГД РАН, 1995, 272 с.

Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В., Кленина Н.Л., Хомяков В.Д., Кузбный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, Наука КазССР, 1981, с. 103—178.

Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 145—151.

Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. О довендском возрасте окинской серии (Восточный Саян) по результатам датирования силлов Sm-Nd-методом // Докл. РАН, 1999, т. 364, № 6, с. 796—800.

Кузьмичев А.Б., Складаров Е.В., Постников А.А. Окинская аккреционная призма — неопротерозойский аналог пояса Шиманто, Япония // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского

подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 196—199.

Кузьмичев А.Б., Скляров Е.В., Бараш И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) — фрагменты литосферы Южно-Анжуйского океана // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1363—1377.

Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 109—125.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 156—171.

Скляров Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный фрагмент): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1994, 52 с.

Скляров Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 71—75.

Скляров Е.В., Постников А.А. Хугейнский высокобарический пояс Северной Монголии // Докл. АН СССР, 1990, т. 315, № 4, с. 950—954.

Ступаков С.И., Волкова Н.И., Травин А.В., Симонов В.А., Сакиев К.С., Новгородцев О.С. Эклогиты Атбашинского хребта как индикаторы раннекарбоновой коллизии в Южном Тянь-Шане // Петрология магматических и метаморфических комплексов, Вып. 4. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 272—277.

Сяо Сючань, Гао Джун, Тан Яоцин, Ван Джун, Жао Мин. Глаукофансланцевые пояса и их тектоническое значение в орогенических поясах Северо-Западного Китая // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 200—216.

Хаин В.Е., Федотова А.А. Саяно-Монгольский и Байкальский сегменты активных окраин Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 257—261.

Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН, 1996, т. 350, № 5, с. 677—680.

Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd-датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса (Южный Урал) // Геохимия, 1997, т. 352, № 6, с. 812—815.

Beane R.J., Connely J.N. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. Geol. Soc., London, 2000, v. 157, p. 811—822.

Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kasansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // J. Asian Earth Sci., 2001, v. 3, p. 203—224.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 655—671.

Ernst W.G. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P-T* paths // Geology, 1988, v. 16, p. 1081—1084.

Gao J., Klemdt R. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints // Lithos, 2003, v. 66, p. 1—22.

Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66, p. 1221—1235.

Jiang W.B., Zhang L.F. The *PTt* path calculation of blueschists on the compositional zonings of sodic amphiboles: an example from Aksu Precambrian blueschists of Xinjiang. // Acta Petrol. Sinica, 2001, v. 17, № 3, p. 469—475.

Klemdt R., Brocker M., Hacker B.R., Gao J., Gans P., Wemmer K. New age constraints on the metamorphic evolution of the high-pressure/low-temperature belt in the western Tianshan mountains, NW China // J. Geol., 2005, v. 113, № 2, p. 157—168.

Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R.J., Leech M.L., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia: implications for ultrahigh-pressure metamorphism // Intern. Geol. Rev., 1995, v. 37, p. 584—600.

Liou J.G., Graham S.A., Maruyama S., Wang X., Xiao X., Carroll A.R., Chu J., Feng Y., Hendrix M.S., Liang Y.H., McKnight C.L., Tang Y., Wang Z.X., Zhao M. Proterozoic blueschist belt in western China: best documented Precambrian blueschists in the world // *Geology*, 1989, v. 17, p. 1127—1131.

Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // *Intern. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 485—594.

Matte P., Maluski H., Nicolas A., Kepezhinskas P., Sobolev S. Geodynamic model and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating for generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1993, v. 317, ser. II, p. 1667—1674.

Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of Late Precambrian eclogites and associated metabasites, Gorny Altai, Southern Russia // *Intern. Geol. Rev.*, 2002, v. 44, p. 837—858.

Peacock S.M. Numerical simulations of subduction zone pressure-temperature-time paths: constraints on fluid production and arc magmatism // *Philosophical Transactions of the Royal Society. London*, 1991, v. A335, p. 341—353.

Ping J., Dunyi L., Yuruo S., Fuqin Z. SHRIMP dating of SSZ ophiolites from northern Xinjiang Province, China: implications for generation of oceanic crust in the Central Asian Orogenic Belt // *Structural and tectonic correlation across the Central Asian Orogenic Collage: North-Eastern segment* (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). Irkutsk, IEC SB RAS, 2005, p. 246.

Volkova N.I., Stupakov S.I., Simonov V.A., Tikunov Yu.V. Petrology of metabasites from the Terekta Complex as a constituent of ancient accretionary prism of Gorny Altai // *J. Asian Earth Sci.*, 2004a, v. 23, № 5, p. 705—713.

Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G. Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals // *J. Asian Earth Sci.*, 2004b, v. 23, № 5, p. 745—759.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*