

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.4+551.76+551.86(571.63)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРЕМНЕЙ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА
(Сихотэ-Алинь) И РАЗМЕРЫ АККРЕТИРОВАННОЙ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ

И.В. Кемкин^{1,2}, А.И. Ханчук², Р.А. Кемкина¹

¹ Дальневосточный федеральный университет, 690950, Владивосток, ул. Суханова, 8, Россия

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Приводятся данные геохимического изучения поздне триасовых кремней из тектоноседиментационных комплексов, слагающих различные структурные уровни Самаркинского террейна. Показано, что содержание и характер распределения основных петрогенных оксидов, микро- и редкоземельных элементов в кремнях верхнего и нижнего структурных уровней несколько отличаются, что обусловлено различиями фациальных обстановок кремненакопления. В частности, в направлении от верхнего структурного уровня к нижнему постепенно уменьшаются содержания Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , но увеличиваются Fe_2O_3 и MnO . Содержания Zr, Rb, Hf, Th и Cr, присутствие которых в донных осадках обусловлено привнесом в составе терригенной взвеси обломков тяжелых минералов, в разы (от 2 до 10) меньше по сравнению со средним значением верхней коры. Напротив, содержания Pb, Cu, Ni, поступление в осадок которых в большей мере обусловлено влиянием гидротермальных металлоносных растворов, достаточно высоки и даже превышают средневерхнекоровые значения. При этом для первой группы микроэлементов отмечается постепенное уменьшение, а для второй, соответственно, увеличение концентраций от верхнего к нижнему структурным уровням. Рассчитанная величина негативной Ce аномалии постепенно уменьшается от нижнего структурного уровня (0.75) к верхнему (0.88). Совокупность геохимических характеристик кремней указывает, что накопление их осуществлялось в пелагической области седиментации, но в разных ее частях. Самым удаленным от континентальной окраины в соответствии с геохимическими характеристиками является катенский комплекс, слагающий нижний структурный уровень. Ближе всех располагается амба-матайский комплекс, слагающий верхний структурный уровень. На основании геохимических и биостратиграфических данных, а также времени аккреции палеоокеанических фрагментов определено местоположение каждого комплекса в пределах еще не субдуцированной океанической плиты и рассчитана протяженность последней. В течение юрского периода под восточную окраину Палеоазиатского континента было субдуцировано и частично аккрецировано около 6000 км океанической литосферы.

Геохимия, радиолариевые кремни, седиментационные обстановки, Сихотэ-Алинь.

GEOCHEMISTRY OF THE SAMARKA TERRANE CHERTS (*Sikhote-Alin*)
AND THE SIZE OF THE ACCRETED PALEO-OCEANIC PLATE

I.V. Kemkin, A.I. Khanchuk, and R.A. Kemkina

We have studied the geochemistry of Late Triassic cherts from tectonic sedimentary complexes of different structural levels of the Samarka terrane. The results show that the contents and distribution patterns of major rock-forming oxides, trace elements, and REE in the cherts of the upper and lower structural levels are somewhat different, which is due to different facies environments of chert accumulation. In particular, the contents of Al_2O_3 , TiO_2 , and K_2O gradually decrease and the contents of Fe_2O_3 and MnO increase downsection. The contents of Zr, Rb, Hf, Th, and Cr, which were supplied into the bottom sediments with a terrigenous suspension of heavy-mineral fragments, are twice to ten-fold lower than their average contents in the upper crust. In contrast, the contents of Pb, Cu, and Ni, which got into the sediments mostly with hydrothermal metalliferous solutions, are rather high and even exceed their average contents in the middle and upper crust. That is, the contents of the first-group trace elements gradually decrease and the contents of the second-group trace elements increase from upper to lower structural level. The calculated negative Ce anomaly gradually decreases from lower (0.75) to upper (0.88) structural level. The geochemical parameters altogether indicate that the cherts accumulated in the same pelagic sedimentation environment but in its different parts. The Katen complex composing the lower structural level is the most remote from the continental margin, and the Amba-Matai complex forming the upper structural level is the most proximal. Based on the geochemical and biostratigraphic data and on the time of accretion of paleo-oceanic fragments, we have established the location of each complex within the not yet subducted oceanic plate and estimated the extension of this plate. Throughout the Jurassic, about 6000 km of the oceanic lithosphere was subducted beneath the eastern margin of the Paleo-Asian continent and partly accreted to it.

Geochemistry, radiolarian cherts, depositional environments, Sikhote-Alin

ВВЕДЕНИЕ

Геохимические исследования как основа для выяснения особенностей химического состава горных пород и закономерностей распределения в них отдельных химических элементов, обусловленных различиями условий и обстановок их формирования, широко применяются для решения различных геологических задач. Принципиальное значение эти исследования имеют для петрологии и литологии, для познания закономерностей процессов эволюции магматических расплавов и рудогенерирующих растворов, для выяснения механизмов метасоматических преобразований горных пород и ряда других. За 40 лет геохимических исследований по характеру распределения химических элементов в водах и донных осадках Мирового океана накоплен огромный материал, позволивший разработать ряд геохимических критериев для реконструкции различных фациальных обстановок океанической седиментации. Все это открывает новые возможности для палеогеографических, палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций, в особенности для регионов со сложным гетерогенным строением. Одним из таких регионов является Сихотэ-Алиньский орогенный пояс (рис. 1), его строение представляет собой сложное сочетание разновозрастных и генетически разнородных образований приконтинентальной и океанической областей седиментации, обусловленное субдукцией Палеотихоокеанской плиты под Палеоазиатский континент [Геодинамика..., 2006; Кемкин, 2006; Khanchuk et al., 2016; и др.].

В результате субдукции океанической коры под континент или островную дугу и частичной аккреции фрагментов ее осадочного чехла в основании континентального или островодужного склона формируется комплекс сложнодислоцированных и многократно тектонически счешуенных осадочных образований, именуемый аккреционной призмой. Важным аргументом субдукционного механизма формирования аккреционных призм является присутствие в отдельных тектонических чешуях фрагментов первичного разреза осадочного чехла океанической коры, так называемых Oceanic Plate Stratigraphy Sequences (OPSS) [Berger, Winterer, 1974; Isozaki et al., 1990; и др.]. Они сложены в нижней части пелагическими (кремневыми и карбонатными) образованиями, переходящими выше по разрезу в гемипелагические (кремнисто-глинистые) отложения и далее в терригенные породы приконтинентальной области седиментации. В ходе дрейфа океанической плиты от зоны спрединга до зоны субдукции она пересекает на своем пути разные фациальные зоны, что отражается в разрезе ее осадочного чехла постепенной сменой пелагических отложений гемипелагическими и далее терригенными.

В статье приводятся первые данные по реконструкции местоположения в пределах еще не субдуцированной океанической плиты фрагментов OPSS Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы, основанные на геохимических характеристиках слагающих их пород и данных об их возрасте и времени аккреции, что позволяет рассчитать размер океанического бассейна и оценить масштаб субдуцированной океанической плиты.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Геохимическому исследованию были подвергнуты поздне триасовые кремневые породы из разновозрастных тектоностратиграфических комплексов Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинь. Поздне триасовый интервал кремневых разрезов выбран неслучайно. Геологические данные свидетельствуют, что конвергентная граница вдоль восточного края Палеоазиатского континента сформировалась в ранней юре [Pre-Cretaceous..., 1990; Taira, 2001; Ханчук, Кемкин, 2003; Кемкин, 2006, 2008; Khanchuk et al., 2016; и др.] и, следовательно, в позднем триасе граничащая с ним с востока Палеотихоокеанская (Изанаги) плита имела максимальную протяженность. В течение юрского периода в результате субдукции Палеотихоокеанской плиты под Палеоазиатский континент к его восточному краю были последовательно аккретированы разновозрастные (т. е. разноудаленные от спредингового хребта) фрагменты ее осадочного чехла, совокупность которых, благодаря работам [Isozaki, Matsuda, 1980; Mizutani, 1987; Taira, Tashiro, 1987; Wakita, 1988; Ханчук и др., 1988; Кемкин, 1989; Kojima, 1989; Натальин, 1991; Matsuda, Isozaki, 1991; Натальин, Фор, 1991; Nakaе, 1993], рассматривается как юрская аккреционная призма. Выходы этой призмы в современной структуре Тихоокеанской окраины Азии фиксируются от южного побережья Удского залива на севере через Сихотэ-Алинь, Наданьхада-Алинь, Японские острова вплоть до о. Палаван (Филиппины) на юге. В южном Сихотэ-Алине юрская призма представлена Самаркинским террейном (см. рис. 1), строение которого детально изучено на основе литолого-биостратиграфических и структурных исследований [Кемкин, Филиппов, 2002; Кемкин, 2008; и др.]. Структура террейна характеризуется как пакет сложнодислоцированных разновозрастных тектоноседиментационных комплексов (рис. 2). Каждый комплекс состоит из многократно чередующихся тектонических пластин (наподобие многослойного торта), где пластины терригенных пород (песчаники и алевролиты) «переслаиваются» с пластинами и чешуями плитчатых кремней, кремнистых аргиллитов, хаотических образований (субдукционный меланж) и в меньшей мере базальтов и габбро-гипербазитов. В составе террейна выделено пять последовательных (от верхнего структур-

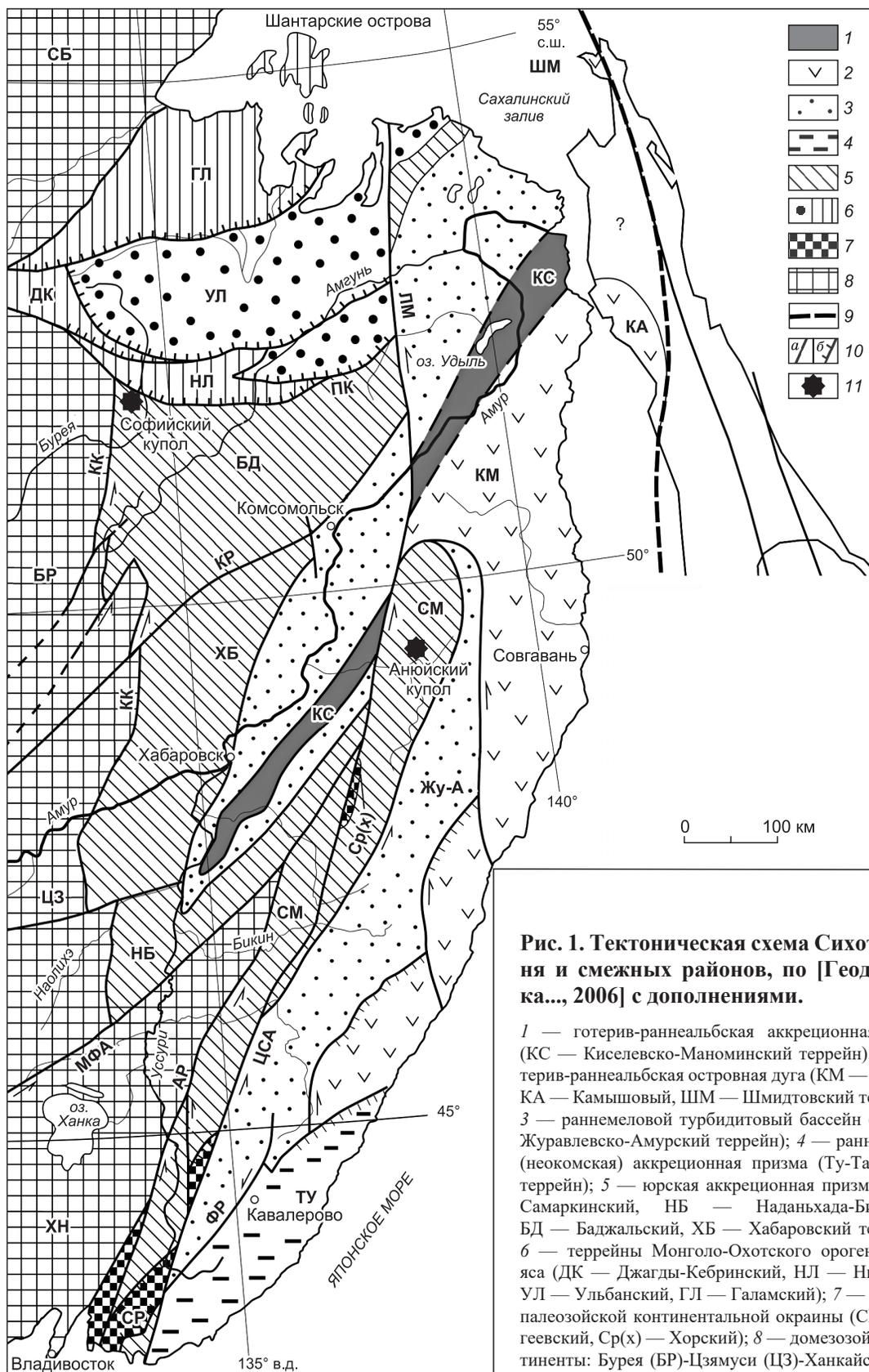


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алиня и смежных районов, по [Геодинамика..., 2006] с дополнениями.

1 — готерив-раннеальбская аккреционная призма (КС — Киселевско-Маноминский террейн); 2 — готерив-раннеальбская островная дуга (КМ — Кемский, КА — Камышовый, ШМ — Шмидтовский террейны); 3 — раннемеловой турбидитовый бассейн (Жу-А — Журавлевско-Амурский террейн); 4 — раннемеловая (неокомская) аккреционная призма (Ту-Гаухинский террейн); 5 — юрская аккреционная призма (СМ — Самаркинский, НБ — Наданьхада-Бикинский, БД — Баджалский, ХБ — Хабаровский террейны); 6 — террейны Монголо-Охотского орогенного пояса (ДК — Джагды-Кебринский, НЛ — Ниланский, УЛ — Ульбанский, ГЛ — Галамский); 7 — террейны палеозойской континентальной окраины (СР — Сергеевский, Ср(х) — Хорский); 8 — домезозойские континенты: Буря (БР)-Цзямуси (ЦЗ)-Ханкайский (ХН) супертеррейн, Сибирский кратон (СБ); 9 — восточная граница Сихотэ-Алиньского орогенного пояса; 10 —

разломы: а — сдвиги, б — надвиги; 11 — метаморфические купола. Разломы: ЛМ — Лимурчанский, ПК — Пауканский, КК — Куканский, КР — Курский, МФА — Мишань-Фумун-Алчанский, АР — Арсеньевский, ЦСА — Центрально-Сихотэ-Алиньский, ФР — Фурмановский.

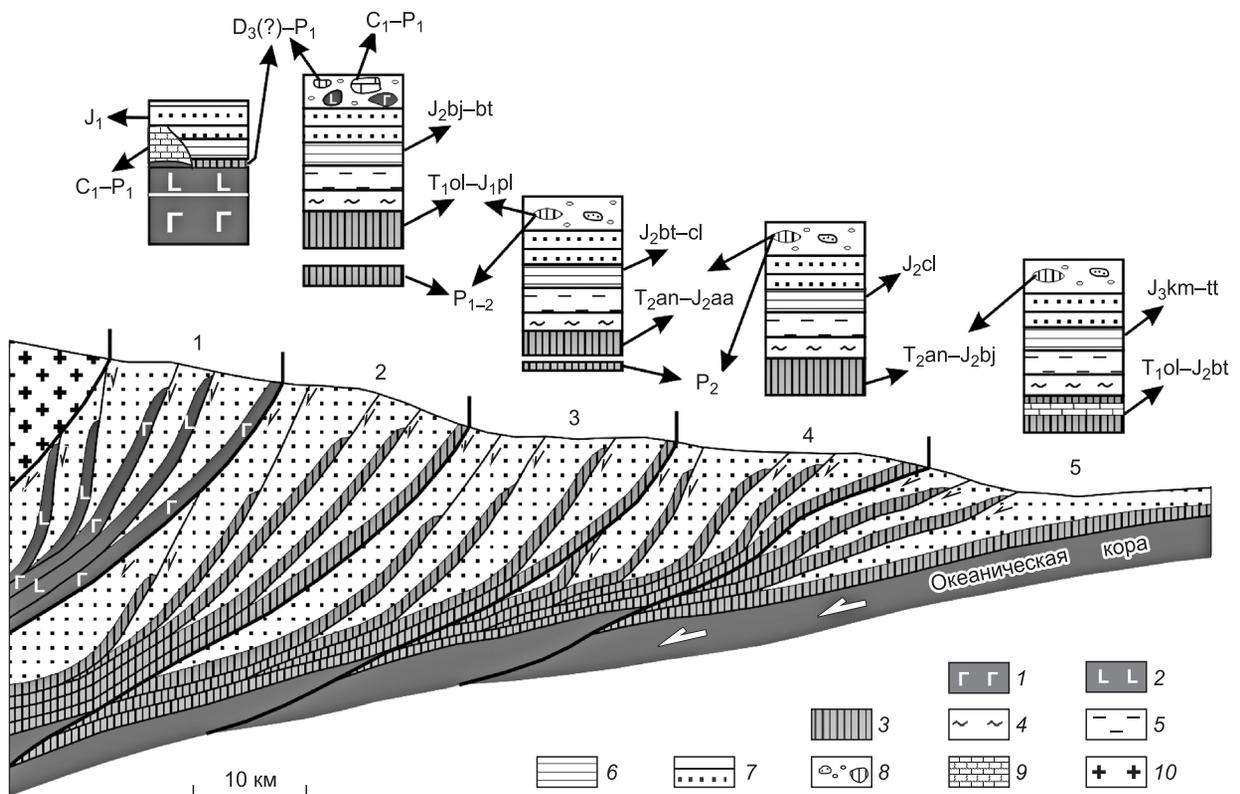


Рис. 2. Реконструированное строение юрской призмы Сихотэ-Алиня (доорогенных деформаций).

1 — себучарский, 2 — амба-матайский, 3 — саратовский, 4 — бревевский, 5 — катэнский тектоностратиграфические комплексы Самаркинского террейна. 1 — габбро, 2 — базальты, 3 — кремнь, 4 — кремнистый аргиллит, 5 — аргиллит, 6 — алевролит, 7 — алевролит и песчаник, 8 — меланж, 9 — известняк, 10 — континент.

ного уровня к нижнему) тектоностратиграфических комплексов (себучарский, амба-матайский, саратовский, бревевский и катенский), которые отражают историю процесса субдукции и частичной аккреции Палеотихоокеанской плиты. Следовательно, определив местоположение поздне триасовой части фрагментов кремневых разрезов из каждого тектоностратиграфического комплекса в пределах еще несубдуцированной Палеотихоокеанской плиты и рассчитав расстояния между ними, можно с определенной долей условности охарактеризовать масштаб субдуцированной и частично аккрецированной океанической плиты и оценить мощность приращенной в результате этих процессов континентальной коры. Ниже приводятся результаты геохимического изучения поздне триасовых кремней вышеупомянутых тектоноседиментационных комплексов и основанные на их геохимических характеристиках данные по реконструкции седиментационных обстановок кремнеаккумуляции.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохимические исследования кремней выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Для анализов использованы дубликаты образцов кремневых пород, которые первоначально были отобраны для микрофаунистического изучения. Породы дробили в щековой дробилке до размера 0.5—1.0 см. Затем просматривали под биноклем с целью исключения обломков, содержащих прожилки, заполненные более поздним минералом. Отобранные кремневые обломки истирали и просеивали через стандартные для геохимического анализа сита. Содержания РЗЭ и элементов-примесей определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на спектрометре Agilent 7500С (аналитик М.Г. Блохин). Определения основных петрогенных элементов (за исключением SiO_2 и H_2O) выполнены методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (аналитики Г.А. Горбач, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало). Содержания SiO_2 и H_2O были определены стандартным гравиметрическим методом (аналитики В.Н. Каминская, В.Н. Залевская). Детальные описания аналитических методик приведены в [Comprehensive..., 2003]. Относительная погрешность определения содержаний для главных оксидов составляет 2—5 %, для РЗЭ и элементов-примесей 5—10 %.

Для расчета величины Ce аномалии исследуемых пород, а также La/Ce, La/Yb и Lu/La отношений использовались нормированные к NASC (североамериканский композитный сланец) значения содержания РЗЭ. Содержания РЗЭ NASC взяты в соответствии с [Gromet et al., 1984]. Цериевая аномалия (Ce/Ce*) рассчитывалась по формуле $Ce/Ce^* = (Ce_{обр.}/Ce_{NASC}) / (0.5(La_{обр.}/La_{NASC}) + 0.5(Pr_{обр.}/Pr_{NASC}))$, La/Ce отношение — $(La/Ce)_n = (La_{обр.}/La_{NASC}) / (Ce_{обр.}/Ce_{NASC})$, La/Yb отношение — $(La/Yb)_n = (La_{обр.}/La_{NASC}) / (Yb_{обр.}/Yb_{NASC})$ и Lu/La отношение $(Lu/La)_n = (Lu_{обр.}/Lu_{NASC}) / (La_{обр.}/La_{NASC})$, согласно [Murray et al., 1990; 1991; Murray, 1994; и др.].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимические характеристики позднетриасовых кремней Самаркинского террейна представлены в табл. 1 и 2. Так как анализируемые породы — кремни, то вполне очевидно, что доминирующим компонентом в них является SiO₂, содержание которого колеблется в пределах 85.80—90.70 мас. %. Однако, несмотря на незначительные вариации содержания данного оксида, можно отметить, что количество SiO₂ в кремнях бреевского тектоностратиграфического комплекса, соответствующего среднему структурному уровню, несколько выше по сравнению с одновозрастными кремнями верхнего (амбаматайский и саратовский комплексы) и нижнего (катенский комплекс) структурных уровней. Такое распределение SiO₂ выглядит вполне закономерным, если принять во внимание то, что участок Палеотихоокеанской плиты, где осуществлялось накопление позднетриасовых кремней амбаматайского и саратовского комплексов, располагался значительно ближе к конвергентной границе, куда в небольшом объеме попадала терригенная взвесь в виде глинистых частиц. Напротив, участок океанической плиты, соответствующий катенскому комплексу, находился ближе к спрединговому хребту, где процесс кремненакопления сопровождался поступлением в осадок некоторого дополнительного количества оксидов железа и марганца, продуцируемых гидротермальными металллоносными растворами. Прямым подтверждением этого служит характер распределения таких петрогенных оксидов, как Al₂O₃ и Fe₂O₃, концентрации которых изменяются в диаметрально противоположных направлениях. Содержание Al₂O₃ в позднетриасовых кремнях постепенно снижается в направлении от верхнего структурного уровня (4.61 мас. % для амбаматайского комплекса) к нижнему (0.96 мас. % для катенского), в то время как содержание Fe₂O₃ в этом же направлении, наоборот, возрастает с 3.02 до 8.85 мас. %.

Аналогичным трендом распределения в целом характеризуется и другая пара основных петрогенных оксидов — TiO₂ и MnO. Их содержания изменяются соответственно от 0.26 до 0.06 и 0.05 до 0.62 мас. % в направлении от верхнего структурного уровня к нижнему. Содержания других петрогенных оксидов очень низки и не превышают 1 мас. %. Исключение составляет K₂O, количество которого постепенно увеличивается к верхнему структурному уровню с 0.10 до 1.65 мас. %.

Исследования по поведению различных химических элементов в процессе седиментации и последующей литификации донных осадков показывают, что некоторые элементы (такие как Al, Ti, Fe, K, Zr, Hf, РЗЭ и ряд других) мало подвержены диагенетическому фракционированию и относительно немобильны в ходе постседиментационных процессов (диагенез, гипергенез и метаморфизм), и, следовательно, их содержания в морских осадочных образованиях (в том числе и в кремневых породах) могут использоваться для реконструкции седиментационных обстановок [Bonatti et al., 1971; Brueckner, Snyder, 1985; Taylor, McLennan, 1985; Hein, Koski, 1987; Brueckner et al., 1987; Murray, 1994; Дубинин, 1994, 1998; Zhang et al., 2006; и др.]. Например, высокие содержания Al, Ti и K (т. е. компонентов алюмосиликатных минеральных фаз) обусловлены включением в осадок терригенных (обломочных) частиц, в то время как высокие содержания Fe, Mn, Co, Ni, V и некоторых других — индикатор влияния гидротермальных металллоносных растворов, обусловленных поствулканической деятельностью в зонах спрединговых хребтов.

На основе анализа характера распределения вышеупомянутых элементов и их содержаний в плейстоцен-четвертичных донных осадках Мирового океана и более древних кремневых и кремнисто-глинистых образованиях были выявлены определенные закономерности, которые позволяют уверенно идентифицировать различные фашиальные обстановки седиментации и накопления осадков. Колебания в содержаниях определенных химических элементов в осадках различных океанических фашиальных зон легли в основу разработки ряда петрохимических модулей и использующих их дискриминационных диаграмм, на которых четко обособлены поля приконтинентальной, пелагической и околоспрединговой областей седиментации [Murray, 1994; Kunimaru et al., 1998; Halamič et al., 2001; Kato et al., 2002; Du et al., 2007; Thassanapak et al., 2011; и др.]. К числу наиболее информативных петрохимических модулей относятся Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃), MnO/TiO₂, Fe₂O₃/TiO₂, Fe₂O₃/(100 – SiO₂), Al₂O₃/(100 – SiO₂) и некоторые другие. В частности, величина отношения Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃) в диапазоне 0.55—0.90 соответствует приконтинентальной области седиментации, 0.35—0.70 — пелагической (так называемой open ocean), а менее 0.35 — примыкающей к спрединговому хребту (в радиусе 400 км) зоне [Murray, 1994;

Таблица 1.

**Состав и содержания основных (петрогенных) и элементов-примесей
в кремневых породах Самаркинского террейна**

Компонент	Образец										
	A1-ru	A2-br	C1-c	C2-bn	B1-br	B2-bn	B3-ru	K1-c	K2-dg	K3-bn	PAAS
SiO ₂ , мас. %	89.30	86.60	88.35	85.98	90.17	90.10	88.40	90.70	85.80	87.00	Не опр.
TiO ₂	0.12	0.26	0.15	0.25	0.07	0.10	0.13	0.06	0.07	0.09	»
Al ₂ O ₃	4.00	4.61	2.50	4.38	2.84	1.95	2.12	0.96	2.81	1.89	»
Fe ₂ O ₃ общ	3.02	5.18	5.21	6.61	5.47	5.62	6.51	7.42	8.85	7.48	»
MnO	0.40	0.06	0.05	0.51	0.09	0.27	0.04	0.04	0.38	0.62	»
MgO	0.67	0.41	0.19	0.30	0.39	0.18	0.18	0.10	0.67	0.37	»
CaO	0.26	0.24	0.08	0.11	0.29	0.10	0.04	0.20	1.05	0.89	»
Na ₂ O	0.05	0.08	0.02	0.36	0.06	0.24	0.01	0.05	0.03	0.24	»
K ₂ O	0.68	1.65	0.73	1.11	0.69	0.43	0.63	0.26	0.10	0.40	»
P ₂ O ₅	0.17	0.05	0.10	0.05	0.05	0.04	0.09	0.03	0.70	0.04	»
H ₂ O	0.90	0.08	0.09	0.40	0.33	1.95	0.08	0.70	0.50	0.80	»
П.п.п.	0.65	0.40	2.53	0.20	0.07	Не обн.	1.72	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»
Сумма	100.22	100.34	99.98	100.25	100.53	100.96	99.96	100.51	100.95	99.83	»
Li, мг/кг	19.59	38.27	27.16	18.99	48.39	7.17	27.82	1.81	27.45	18.44	75
Be	0.25	0.66	0.36	0.94	1.95	0.44	0.38	0.18	0.15	0.15	Не опр.
Sc	5.45	7.70	4.73	6.80	16.40	1.80	4.11	1.20	10.70	1.90	16
V	44.20	69.55	33.64	32.10	114.20	18.75	51.51	50.75	57.60	21.60	150
Cr	505.00	57.25	71.04	51.75	67.55	46.45	74.79	56.55	68.35	59.75	110
Co	12.86	5.80	12.26	12.39	22.40	5.87	11.01	4.62	9.50	8.75	23
Ni	24.28	31.35	58.75	54.29	45.51	38.96	60.05	35.77	53.24	52.59	55
Cu	11.12	70.84	103.46	76.24	148.34	49.79	84.96	80.49	37.78	40.57	50
Zn	23.54	31.20	12.40	38.10	89.13	20.50	18.70	24.37	58.43	98.43	85
Ga	4.31	7.48	5.30	6.43	13.17	2.80	5.13	1.87	5.38	2.14	20
As	23.60	9.68	169.57	7.09	27.46	4.96	7.29	8.78	50.78	6.47	Не опр.
Rb	21.38	43.70	30.55	40.87	63.19	15.60	28.27	11.32	4.32	11.16	160
Sr	36.40	36.95	21.17	39.65	38.80	39.65	9.09	20.15	31.85	89.45	200
Y	9.00	4.50	15.57	6.59	13.52	3.06	8.15	1.48	17.06	2.55	27
Zr	21.68	50.12	31.74	59.83	70.28	20.17	26.33	15.24	16.46	19.71	210
Nb	1.82	5.55	3.48	4.49	8.14	1.46	3.18	1.33	1.26	1.49	19
Cd	0.03	0.06	Не опр.	0.03	0.14	0.01	Не опр.	0.26	0.59	0.05	Не опр.
Mo	Не опр.	Не опр.	6.27	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5.41	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1
Sn	1.07	5.09	3.25	3.66	5.75	3.33	3.11	3.98	4.08	5.64	4
Cs	4.85	7.03	1.79	2.08	12.75	1.14	1.71	2.80	1.28	0.79	15
Ba	419.55	257.45	81.30	882.00	343.70	1346.0	74.90	190.65	99.55	530.50	650
Hf	0.98	1.79	0.56	2.53	3.10	0.64	0.47	0.52	0.56	0.66	5
Ta	0.15	0.52	0.24	0.46	0.94	0.12	0.22	0.10	0.10	0.12	Не опр.
W	Не опр.	Не опр.	2.69	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2.43	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2.7
Tl	0.46	0.57	0.43	0.38	1.64	0.19	0.33	0.28	0.05	0.16	Не опр.
Pb	7.18	13.59	8.60	14.53	21.59	16.41	4.10	33.27	23.00	14.84	20
Th	1.59	4.00	2.46	4.42	6.18	1.56	2.09	0.79	1.12	1.17	14.6
U	0.19	0.77	1.10	0.98	1.17	0.47	0.87	0.62	1.36	0.31	3.1
Al ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	0.57	0.47	0.32	0.40	0.34	0.26	0.25	0.11	0.24	0.20	Не опр.
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	25.17	19.92	34.73	26.44	78.14	56.20	50.08	123.67	126.43	83.11	»
100·Fe ₂ O ₃ /SiO ₂	3.38	5.98	5.90	7.69	6.07	6.24	7.36	8.18	10.31	8.60	»
100·Al ₂ O ₃ /SiO ₂	4.48	5.32	2.83	5.09	3.15	2.16	2.40	1.06	3.28	2.17	»
Fe ₂ O ₃ /(100 – SiO ₂)	0.28	0.39	0.45	0.47	0.56	0.57	0.56	0.80	0.62	0.58	»
Al ₂ O ₃ /(100 – SiO ₂)	0.37	0.34	0.21	0.31	0.29	0.20	0.18	0.10	0.20	0.15	»
MnO/TiO ₂	3.33	0.23	0.33	2.04	1.29	2.70	0.31	0.67	5.43	6.89	»

Примечание. Здесь и далее: образцы A1-ru и A2-br – амба-матайский, C1-c и C2-bn – саратовский, B1-br, B2-bn и B3-ru – бревеский, K1-c, K2-dg и K3-bn – кагенский комплексы. Не обн. – не обнаружено. Не опр. – не определялось. Содержания микроэлементов PAAS взяты в соответствии с [Taylor, McLennan, 1985].

Таблица 2.

Состав и содержания РЗЭ в кремневых породах Самаркинского террейна

Элемент	Образец									
	A1-ru	A2-br	C1-c	C2-bn	B1-br	B2-bn	B3-ru	K1-c	K2-dg	K3-bn
La, мг/кг	10.84	15.95	12.26	17.67	27.49	8.36	11.25	1.24	7.43	5.61
Ce	20.98	29.43	23.39	33.85	55.18	15.11	19.14	2.54	12.58	9.50
Pr	2.45	3.58	3.07	4.34	7.49	2.10	2.51	0.35	1.72	1.32
Nd	9.96	13.52	12.20	17.54	29.33	8.53	9.03	1.36	7.43	5.29
Sm	2.17	2.38	2.17	3.36	5.80	1.73	1.69	0.30	1.73	1.06
Eu	0.60	0.50	0.40	0.74	1.16	0.42	0.33	0.11	0.57	0.27
Gd	2.66	1.84	1.58	2.88	5.27	1.50	1.29	0.27	2.65	1.08
Tb	0.37	0.22	0.21	0.34	0.66	0.17	0.19	0.05	0.44	0.15
Dy	1.85	1.10	1.16	1.98	3.37	0.98	1.02	0.29	2.87	0.69
Ho	0.34	0.20	0.25	0.33	0.66	0.17	0.20	0.06	0.57	0.13
Er	0.80	0.57	0.80	0.90	1.50	0.72	0.65	0.19	1.54	0.32
Tm	0.09	0.08	0.12	0.12	0.20	0.07	0.10	0.03	0.21	0.04
Yb	0.59	0.52	1.01	0.77	1.47	0.42	0.77	0.21	1.19	0.29
Lu	0.07	0.07	0.15	0.10	0.18	0.06	0.12	0.03	0.16	0.04
Сумма	53.77	69.96	58.77	84.90	139.77	40.33	48.30	7.03	41.10	25.80
Ce/Ce*	0.8855	0.8471	0.8302	0.8421	0.8364	0.7850	0.7831	0.8331	0.7665	0.7595
(La/Ce) _n	1.1790	1.2360	1.1953	1.1911	1.1365	1.2619	1.3408	1.1170	1.3465	1.3473
(Lu/La) _n	0.4294	0.2953	0.8112	0.3744	0.4259	0.4426	0.6839	1.7372	1.4267	0.4526
(La/Yb) _n	1.7935	2.9846	1.1759	2.2317	1.8128	1.9323	1.4074	0.5842	0.6038	1.8691

Chen et al., 2006; и др.]. Рассчитанные значения отношения $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ для поздне триасовых кремней разновозрастных тектоностратиграфических комплексов Самаркинского террейна показывают, что накопление их осуществлялось в пределах всей площади пелагиали и даже в околоспредиговой зоне (рис. 3, а). При этом кремням амба-матайского комплекса соответствует часть пелагиали, примыкающая к переходной зоне от пелагиали к приконтинентальной области седиментации, для кремней саратовского и частично бреевского комплексов — это собственно пелагиаль, а для части кремней бреевского и для кремней катенского комплексов реконструируется переходная зона от пелагиали к околоспредиговой области и околоспредиговая область соответственно. Расположение фигуративных точек части кремней бреевского и кремней катенского комплексов в околоспредиговой зоне обусловлено относительно высоким содержанием Fe_2O_3 , что может быть связано, вероятно, с более интенсивным влиянием гидротермальных металлоносных растворов, распространявшимся на большие расстояния от спредигового хребта. Например, данные геохимического изучения донных осадков вдоль профиля 598 (DSDP) проекта глубоководного бурения показали, что влияние гидротермальных металлоносных растворов распространяется на расстояние 1140 км от Восточно-Тихоокеанского поднятия [Ruhlin, Owen, 1986]. По причине высокого содержания Fe_2O_3 в поздне триасовых кремнях катенского и, частично, бреевского комплексов их фигуративные точки на диаграммах $Fe_2O_3/TiO_2 - Al_2O_3/$

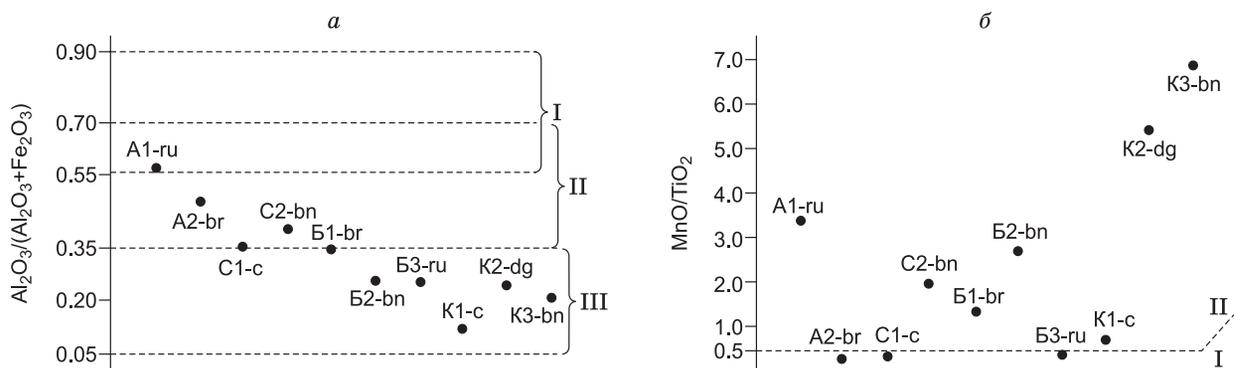


Рис. 3. Диаграммы отношений $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ (а) и MnO/TiO_2 (б), по [Murphy, 1994], и положение на них фигуративных точек кремней Самаркинского террейна.

I — приконтинентальная область, II — пелагиаль, III — область спредигового хребта.

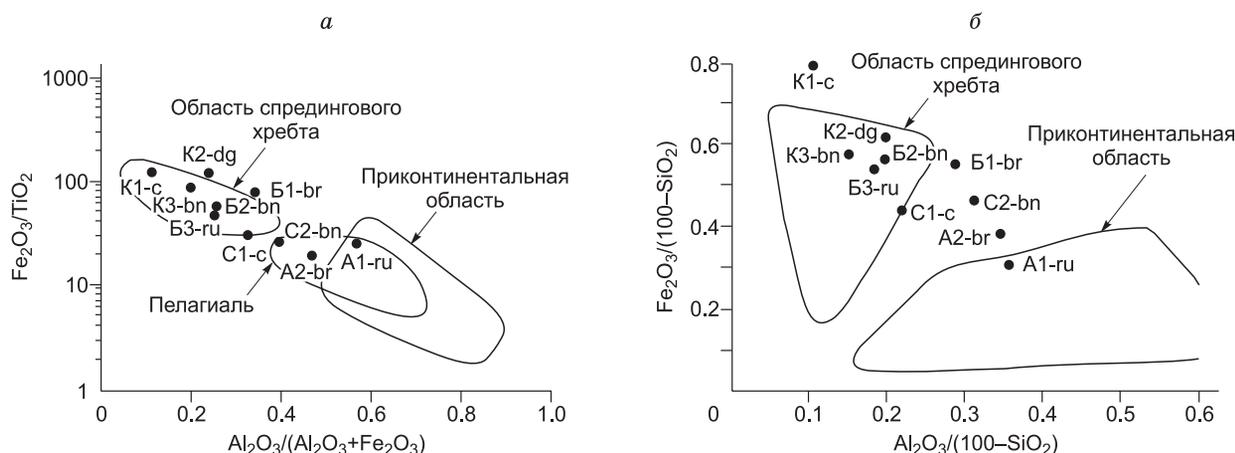


Рис. 4. Диаграммы отношений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (а) и $\text{Fe}_2\text{O}_3/(100 - \text{SiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3/(100 - \text{SiO}_2)$ (б), по [Murray, 1994], и положение на них фигуративных точек кремней Самаркинского террейна.

($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и $\text{Fe}_2\text{O}_3/(100 - \text{SiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3/(100 - \text{SiO}_2)$ также расположились в околоспрединговой области (рис. 4, а, б), хотя на других диаграммах (см. далее) они попадают в область пелагиали.

Для реконструкции фациальных обстановок седиментации ряд исследователей [Sugisaki et al., 1982; Kunimaru et al., 1998; Kang et al., 2011; и др.] используют отношение MnO/TiO_2 . Согласно их данным, величина отношения этих петрогенных оксидов в кремнях менее 0.5 соответствует приконтинентальной области седиментации (окраинное море или континентальный шельф и склон). Для кремней, накапливающихся в пелагической области, значение этого отношения всегда более 0.5. На рис. 3, б показаны фигуративные точки позднетриасовых кремней Самаркинского террейна. Большая их часть расположена в поле области пелагической седиментации. Однако три пробы (по одной из разных тектоностратиграфических комплексов) попали в поле приконтинентальной области седиментации. Но причина тому не высокие содержания TiO_2 , а существенно низкие концентрации MnO (на уровне сотых процента). Р.В. Марри [Murray, 1994] отмечает, что некоторое снижение содержания Mn в кремнях возможно в ходе диагенетического преобразования исходного осадка ввиду незначительной мобильности Mn при определенных физико-химических условиях.

Содержания микроэлементов (или как их еще называют элементы-примеси, рассеянные, редкие и т. п.) в позднетриасовых кремнях Самаркинского террейна в целом значительно ниже средних значений верхней континентальной коры (см. табл. 1). В частности, количества Zr , Rb , Hf , Th и Cr , присутствие которых в донных осадках обусловлено привнесом в составе терригенной взвеси обломков тяжелых минералов, в 7—10, 5—8, 3—7, 2—6 и 1.5—3.0 раза меньше, чем в усредненных постархейских сланцах, что свидетельствует о накоплении рассматриваемых кремней на значительном удалении от источников терригенного материала. Напротив, содержания Pb , Cu , Ni , поступление в осадок которых в большей мере обусловлено влиянием гидротермальных металлоносных растворов, практически сопоставимы, а в отдельных пробах даже заметно превышают значения среднего постархейского сланца. При этом для отдельных элементов отмечается закономерное изменение их количеств (увеличение либо уменьшение) от верхнего структурного уровня к нижнему. Например, содержания Zr и Rb , которые связаны с терригенным привнесом, уменьшаются в ряду амба-матайский — катенский комплексы от 50.12 и 43.70 до 15.24 и 4.32 г/т соответственно, свидетельствуя о том, что кремни катенского комплекса накапливались значительно дальше в пелагиали, чем амба-матайские. В противоположность им содержания, например Pb и Ni , наоборот, плавно увеличиваются в этом направлении от 7.18 и 24.28 до 33.27 и 53.24 г/т, соответственно, указывая на то, что амба-матайские кремни накапливались на более значительном расстоянии от спредингового хребта по сравнению с катенскими.

Для диагностики фациальных обстановок кремнеаккумуляции по микроэлементам наиболее широко используются отношения Ti/V и V/Y [Murray et al., 1991; Li X., 2000; Kang et al., 2011; и др.]. На основе анализа многочисленных данных по распределению малых элементов в морских донных отложениях установлено, что для приконтинентальной области седиментации значения отношения $\text{Ti}/\text{V} \geq 40$, а $\text{V}/\text{Y} \leq 2$. Для околоспрединговой зоны седиментации $\text{Ti}/\text{V} \leq 7$, а $\text{V}/\text{Y} \geq 2$. Для зоны пелагиали величина Ti/V отношения располагается в интервале 7—40, а величина V/Y совпадает с таковой околоспрединговой. На диаграммах отношений этих микроэлементов (рис. 5) фигуративные точки позднетриасовых

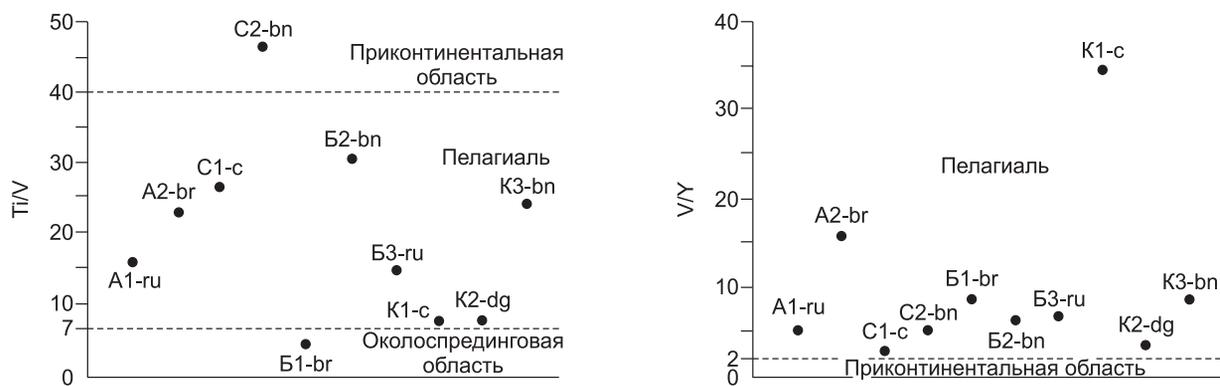


Рис. 5. Диаграммы отношений Ti/V и V/Y , по [Murray et al., 1991], и положение на них фигуративных точек кремней Самаркинского террейна.

кремней Самаркинского террейна располагаются главным образом в поле пелагической зоны седиментации. Исключение составляет одна проба кремней бревесного комплекса, попавшая в поле околосрединговой седиментации по причине значительно высокого содержания V , и одна проба саратовского комплекса, лежащая в поле приконтинентальной области по причине высокого содержания Ti .

Редкоземельные элементы в силу своей немобильности в ходе постседиментационных процессов также считаются одним из надежных критериев при реконструкции фациальных условий накопления морских донных отложений [Ruhlin, Owen, 1986; Murray et al., 1990, 1991; Murray, 1994; Дубинин, 1994, 1998; Kato et al., 2002; Chen et al., 2006; и др.]. В поздне триасовых кремнях Самаркинского террейна РЗЭ характеризуются примерно близким распределением, но значительной разницей в суммарной концентрации. Сумма РЗЭ варьирует от 7.03 до 139.77 г/т (см. табл. 2), хотя четкой закономерности относительно разновозрастных тектоностратиграфических комплексов не выявляется. Можно лишь отметить, что катенский комплекс в целом характеризуется несколько меньшей суммой редких земель. Нормированные к NASC (североамериканский композитный сланец) спектры содержаний РЗЭ представлены на рис. 6. Как видно, все пробы кремней характеризуются умеренно дифференцированными графиками концентраций редкоземельных элементов с хорошо проявленным цериевым минимумом (так называемая цериевая аномалия – Ce/Ce^*). Исследованиями по выявлению закономерностей распределения РЗЭ в плейстоцен-четвертичных донных осадках различных фациальных зон океанов [Courtois, Hoffert, 1977; Sholkovitz, 1990; Toyoda et al., 1990; Стрекопытов и др., 1999; и др.], а также юрско-меловых и миоценовых кремней и кремнисто-глинистых породах [Shimizu, Masuda, 1977; Yamamoto, 1987; Murray et al., 1990, 1991; Murray, 1994; и др.] установлено, что в пределах приконтинентальной области седиментации величина Ce/Ce^* варьирует от 0.9 до 1.3, в пелагической – от 0.23 до 0.96, а в околосрединговой –

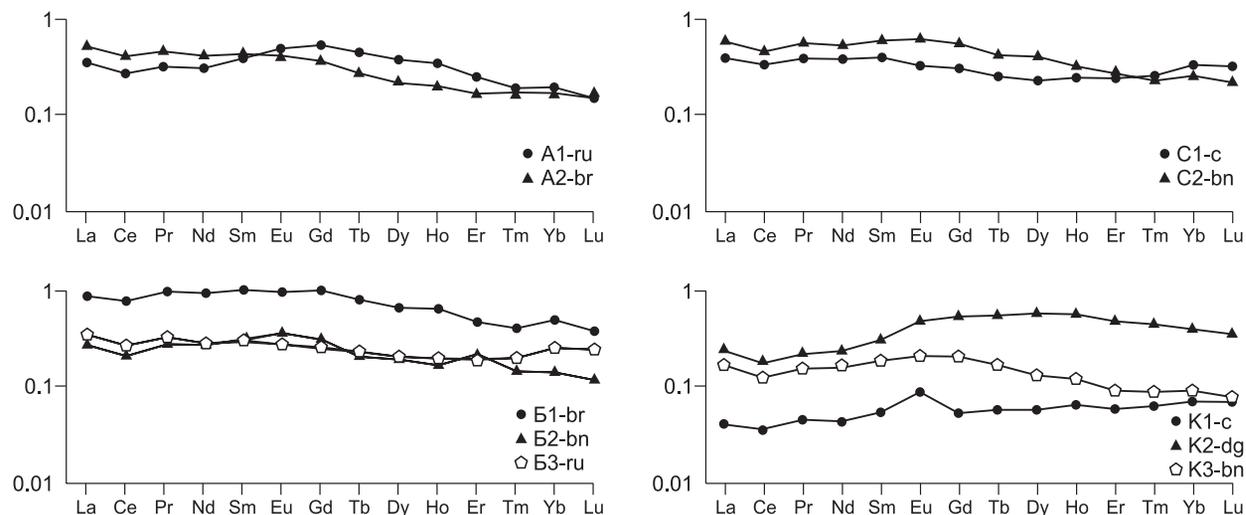


Рис. 6. Нормированные к NASC спектры РЗЭ в кремнях Самаркинского террейна.

Содержания РЗЭ NASC взяты в соответствии с [Gromet et al., 1984].

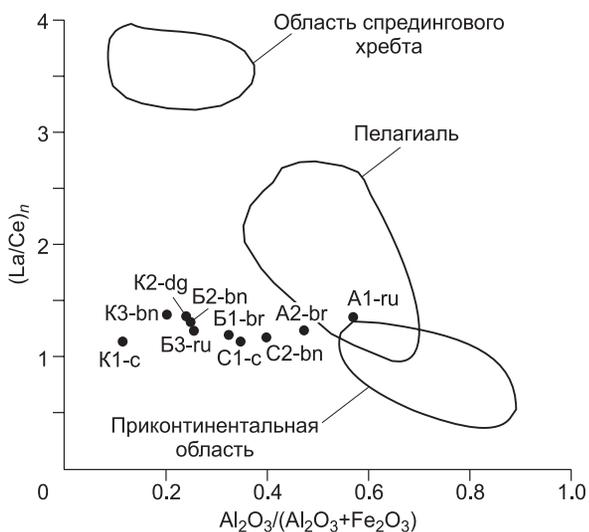


Рис. 7. Диаграмма $(La/Ce)_n - Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$, по [Murray, 1994], и положение на них фигуративных точек кремней Самаркинского террейна.

от 0.03 до 0.36. Это объясняется тем, что в обогащенных кислородом водах центральных частей океанов происходит окисление Ce^{3+} , переход его в $Ce^{4+}O_2^{2-}$ (плохо растворимую фазу) и выпадение из водной толщи. В пределах спрединговых хребтов, где морские воды подвержены влиянию гидротермальных металлоносных растворов, концентрации Ce еще ниже, чем в водах абиссальных районов, за счет сорбции его оксигидроксидами Fe, Mn и других металлов.

Рассчитанные величины Ce/Ce^* для поздне триасовых кремней Самаркинского террейна находятся в пределах 0.75–0.88 (см. табл. 2), что однозначно сви-

детельствует о накоплении их в пелагиали. При этом отмечается постепенное уменьшение величины цериевой аномалии от амба-матайского комплекса к катенскому, что указывает на несколько большую удаленность последнего от континентальной окраины.

Другим не менее показательным индикатором океанической фациальной обстановки является отношение нормированных к NASC содержаний La и Ce, т. е. $(La/Ce)_n$ [Murray, 1994]. В частности, для кремневых пород, накопившихся в приконтинентальной части океана, величина отношения $(La/Ce)_n$ составляет 0.50–1.33, в пелагической области — 1.0–2.5, а в околоспрединговой зоне — 3.0–4.0. На дискриминационной диаграмме $(La/Ce)_n - Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ (рис. 7), разработанной [Murray, 1994] для идентификации седиментационных обстановок кремней францисканского комплекса (Калифорния), фигуративные точки исследуемых кремней расположились практически в области пелагической седиментации.

Ввиду большей устойчивости тяжелых РЗЭ (от гольмия до лютеция) при взаимодействии с взвешенными в морской воде частицами и оксигидроксидами Fe и Mn по мере удаления от краевых к центральным частям океанов происходит «утяжеление» состава РЗЭ в донных осадках, т. е. относительное обогащение тяжелых РЗЭ против легких. Относительная деплетированность легких земель (или обогащенность тяжелыми) обычно определяется нормированными к NASC отношениями некоторых крайних членов лантаноидного ряда, например, $(La/Yb)_n$ и $(Lu/La)_n$. В частности, согласно данным [Murray et al., 1991], величина отношения $(Lu/La)_n$ осадков в непосредственной близости от спредингового хребта составляет 1.55 и постепенно снижается до 0.87 при переходе от околоспрединговой зоны к пелагиали. В собственно пелагической области величина этого отношения снижается до 0.37, а в приконтинентальной области седиментации снова увеличивается до 1.27. Для большинства проб поздне триасовых кремней Самаркинского террейна рассчитанные значения $(Lu/La)_n$ отношений (см. табл. 2) находятся в интервале 0.29–0.81 (при этом большая часть меньше 0.45), что указывает на накопление их в пелагиале. Исключение составляют две пробы катенского комплекса со значениями $(Lu/La)_n$, равными 1.73 и 1.42, свидетельствуя о несколько большей степени деплетированности легких РЗЭ в них по сравнению с другими одновозрастными кремнями, что может быть объяснено высокими содержаниями Fe_2O_3 в этих кремнях, обусловленными, как отмечалось выше, более интенсивным влиянием металлоносных растворов в районе их накопления. Известно, что оксигидроксидами Fe и Mn, равно как и поверхностный слой взвешенных органических и неорганических частиц, более интенсивно адсорбируют легкие РЗЭ [Sholkovitz et al., 1994].

Таким образом, результаты геохимического изучения поздне триасовых кремней разновозрастных тектоноседиментационных комплексов Самаркинского террейна уверенно свидетельствуют, что накопление их осуществлялось в пелагической области седиментации, но в разноудаленных от центра спрединга участках. Выявленные геохимические характеристики кремней показывают, что по степени удаленности от спредингового хребта первым является участок Палеотихоокеанской плиты, соответствующий амба-матайскому комплексу, вторым — саратовскому, третьим — бревскому, а ближе всех располагался участок, где осуществлялось накопление кремней катенского комплекса. Такой вывод полностью согласуется с данными по строению Самаркинского террейна и временем аккреции каждого тектоноседиментационного комплекса [Кемкин, 2006]. Первым субдуцируется и частично аккрецируется участок океанической плиты, наиболее удаленный от центра спрединга. Далее под него последова-

тельно аккретируются более молодые участки, формируя таким образом пакет тектоностратиграфических слайсов.

Имея убедительные данные о фациальных обстановках накопления поздне триасовых кремней, а также данные о времени аккреции различных тектоноседиментационных комплексов и рассчитанные скорости движения палеоокеанической плиты, можно с определенной долей условности определить размеры палеоокеанического бассейна и оценить масштаб Палеотихоокеанской плиты, аккретированной к восточной окраине Палеоазиатского континента в ходе ее юрской субдукции.

Многочисленные данные по изучению распределения и состава донных осадков Мирового океана, обобщенные в классических работах А.П. Лисицына [1974, 1977, 1978, 1991 и др.] в виде карт типов донных осадков, схем абсолютных масс, схем распределения мощности осадочного слоя и т. п., показывают, что большая часть терригенного материала (чуть более 92 %) осажается в пределах подводных окраин континентов (близ устьев рек, в краевых морях, желобах и у основания склона). Порядка 8 % вещества суши в виде тонкого (пелитового) материала проникает в периферические зоны океана, где формирует смешанные терригенно-биогенные типы осадков — терригенно-карбонатные либо терригенно-кремневые. Ширина зоны терригенных осадков значительно варьирует, что связано с темпами поступления обломочного материала, которые обусловлены климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностями, и изменяется от 500 км в аридных зонах до 1500 км в приполярных районах (за счет ледового разноса). В умеренных и экваториальной гумидных зонах ширина зоны терригенного седиментогенеза распространяется в среднем на 1000 км от берега.

Согласно литолого-биостратиграфическим данным [Кемкин, Филиппов, 2002; Кемкин, 2006; и др.], амба-матайский комплекс, представляющий собой самый удаленный от спредингового хребта фрагмент осадочного чехла Палеотихоокеанской плиты, сложен раннепозднепермскими и триасовыми (от оленекского до норийского яруса) кремнями, поздненорийско-ранне тоарскими глинистыми кремнями, раннесредне тоарскими кремнистыми аргиллитами, поздне тоарско-ааленскими аргиллитами и алевроаргиллитами и сменяющими их вверх по разрезу байос-батскими алевролитами и песчаниками. Эти данные показывают, что рассматриваемый участок Палеотихоокеанской плиты подошел к зоне терригенной седиментации (~ 1000 км от палеоконтинента) ~ 182—181 млн л. н. (ранний тоар, время начала накопления кремнистых аргиллитов, пород, состоящих на 60 % и более из глинистых терригенных минералов, на 10—15 % из алевроитовых частиц и до 25 % из раковин радиолярий). К желобу, где осуществляется преимущественно терригенная седиментация (в верхней части океанического склона аргиллиты, а в нижней — алевролиты и песчаники), данный участок подошел примерно 175—174 млн л. н. (поздний тоар). Расстояние в 870—900 км (1000 км минус 75 км средняя ширина шельфов и минус 60 км средняя ширина желобов) данный участок шел около 7 млн лет. Следовательно, скорость движения Палеотихоокеанской плиты в интервале времени ранний—поздний тоар составляла 12—13 см/год. Если допустить, что в предшествующие тоарскому времени раннеюрские века скорость движения плиты была сопоставима (а согласно данным [Miyuama et al., 1997], в ранней юре скорость плиты Изагаги (Палеотихоокеанская) составляла 10.7 см/год), то за 25 млн лет (со времени, когда накапливались поздне триасовые кремни амба-матайского комплекса) данный участок океанической плиты прошел еще порядка 2700 км, т. е. в поздне триасовое время Амба-Матайский участок отстоял от желоба примерно на 3600 км (рис. 8).

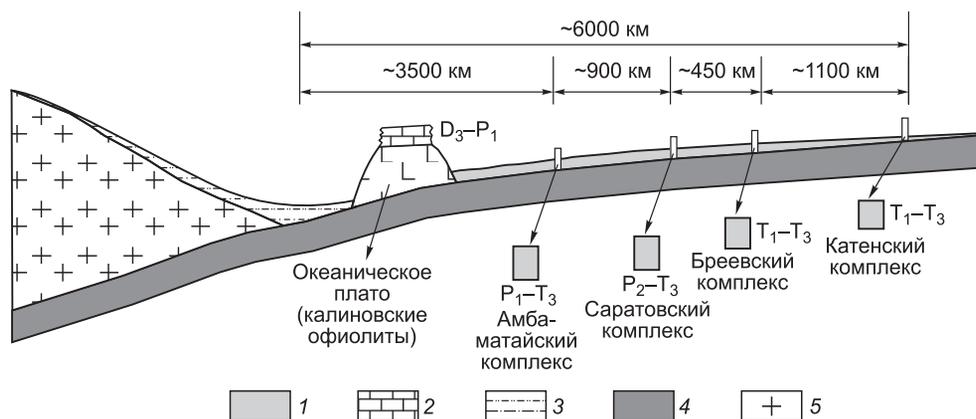


Рис. 8. Реконструкция местоположений тектоностратиграфических комплексов Самаркинского террейна в пределах Палеотихоокеанской плиты.

1 — кремни, 2 — известняки, 3 — терригенные породы, 4 — толеитовые базальты, 5 — гранитно-метаморфические породы.

Саратовский комплекс, соответствующий участку Палеотихоокеанской плиты, который располагался дальше в пелагиаль, включает позднепермские, триасовые и плинсбах-тоарские кремни, аален-раннебайосские кремнистые аргиллиты, среднебайоско-позднебатские аргиллиты и алевроаргиллиты и бат-келловейские алевролиты, сменяющиеся песчаниками. К зоне терригенной седиментации, согласно данным о возрасте пород, этот участок океанической плиты подошел около 175—174 млн л. н. (поздний тоар), т. е. на 7 млн лет позже Амба-Матайского участка. При скорости движения плиты 12—13 см/год Саратовский участок преодолел порядка 900 км, т. е. он отстоял от первого участка примерно на 900 км, а от желоба, где он впоследствии был субдуцирован и аккрецирован, на 4500 км. К желобу Саратовский участок подошел в среднем байосе, т. е. 169 млн л. н. Таким образом, 870—900 км данный участок шел около 6 млн лет. Следовательно, скорость движения Палеотихоокеанской плиты с аалена по средний байос составляла около 14—15 см/год.

Бреевский комплекс, состоящий из триасовых (начиная с анизия) и юрских (по аален включительно) кремней, раннесреднебайосских кремнистых аргиллитов, позднебайос-позднебатских аргиллитов и алевроаргиллитов и келловейских алевролитов и песчаников, достиг зоны терригенной седиментации в раннебайосское время (172—171 млн л. н.), т. е. на 3 млн лет позже Саратовского участка. При скорости движения океанической плиты в этот временной отрезок, равной 14—15 см/год, нетрудно рассчитать, что Бреевский участок отстоял от Саратовского на 420—450 км, а от желоба на момент накопления позднетриасовых кремней примерно на 4920—4950 км. Время движения этого участка Палеотихоокеанской плиты до желоба, в соответствии с данными о возрасте пород, заняло 4 млн лет (с раннего байоса (172—171 млн лет) по ранний бат (168—167 млн лет)), т. е. скорость движения плиты в байосе составляла около 21—22 см/год.

Самая молодая тектоностратиграфическая единица Самаркинского террейна катенский комплекс сложен оленек-среднебатскими кремнями, позднебат-келловейскими кремнистыми аргиллитами, оксфордскими аргиллитами и алевроаргиллитами и титонскими алевролитами и песчаниками. Следовательно, к зоне терригенной седиментации данный участок океанической плиты подошел в позднебатское время (167—166 млн л. н.), т. е. примерно на 5 млн лет позже Бреевского участка. За это время при скорости 21—22 см/год Катенский участок преодолел около 1050—1100 км, которые отделяли его от Бреевского. Соответственно, в позднетриасовое время Катенский участок отстоял от окраины континента примерно на 6000 км. Еще 4 млн лет ушло, чтобы данный участок достиг зоны желоба (с 167—166 по 163—162 млн л. н.), т. е. в бат-раннеоксфордское время скорость движения Палеотихоокеанской плиты также была порядка 21—22 см/год.

Таким образом, рассчитанные на основе геохимических и биостратиграфических данных местоположения вышеупомянутых тектоностратиграфических комплексов Самаркинского террейна в пределах еще не субдуцированной Палеотихоокеанской плиты показывают, что примерно за 50 млн лет (юрский период) под восточную окраину Палеоазиатского континента было субдуцировано и частично аккрецировано около 6000 км океанической литосферы (см. рис. 8). В действительности же размер палеоокеанического бассейна был несколько больше, так как геохимические характеристики изученных кремней не показали принадлежность их к собственно околосрединговой (в радиусе 400 км от хребта) зоне. Хотя для Катенского участка Палеотихоокеанской плиты отмечается существенное влияние на процесс кремненакопления гидротермальных металлоносных растворов. Это обстоятельство дает основание предполагать, что Катенский участок располагался в непосредственной близости к околосрединговой зоне. Из этого следует то, что размер палеоокеанического бассейна был, как минимум, на 500 км больше (т. е. порядка 6500 км). Приведенные расчеты хорошо согласуются с палеомагнитными данными по триасовым кремням, свидетельствующими, что накопление некоторой их части осуществлялось в экваториальной зоне от 10° с.ш. до 10° ю.ш. [Ando et al., 2001].

В современной структуре Сихотэ-Алиня ширина выхода аккрецированных фрагментов Палеотихоокеанской плиты (интенсивно дислоцированные породные ассоциации Самаркинского террейна) почти на два порядка меньше. Они картируются в виде полосы северо-восточного простирания шириной до 80—85 км. Как отмечалось ранее,

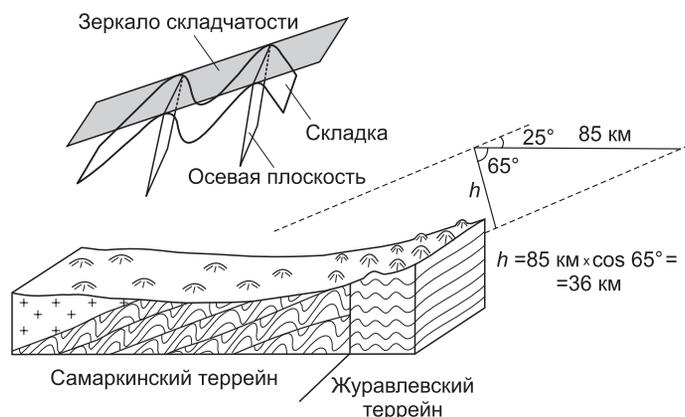


Рис. 9. Рассчитанная мощность приращенной за счет аккрецированных палеоокеанических фрагментов континентальной коры.

строение Самаркинского террейна представляет собой пакет многократного чередования различной мощности тектонических пластин (см. рис. 2), сложенных терригенными породами (песчаниками и алевролитами), плитчатыми (ленточными) кремнями, кремнистыми аргиллитами, хаотическими образованиями, а также фрагментами офиолитового разреза (базальтами и габбро-гипербазитами). Внутри пластин породы смяты в асимметричные разноамплитудные, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания (углы наклона крыльев до 60—90°) с вергентностью осевых поверхностей складок на юго-восток (рис. 9). Зеркало складчатости, напротив, полого (под углами 20—25°) погружается в северо-западном направлении. Исходя из такого структурного плана, можно рассчитать, что мощность приращенной континентальной литосферы (за счет аккрецированных фрагментов осадочного чехла палеоокеанической плиты) составляет не менее 36 км (см. рис. 9). Эта цифра полностью согласуется с геофизическими данными [Родников и др., 2005; Rodnikov et al., 2008]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические исследования поздне триасовых кремней из разновозрастных тектоностратиграфических комплексов Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня показали, что накопление их осуществлялось в пелагической области седиментации. При этом данные по содержанию основных петрогенных оксидов, а также характеру распределения микроэлементов и РЗЭ в кремнях различных комплексов позволяют реконструировать для них участки палеоокеанической плиты, разнородные от центра спрединга, что убедительно иллюстрирует последовательный характер аккреции фрагментов осадочного чехла Палеотихоокеанской плиты по мере ее субдукции.

Анализ выявленных геохимических характеристик поздне триасовых кремней в совокупности с данными о возрасте породных ассоциаций тектоностратиграфических комплексов и времени их аккреции, а также рассчитанными скоростями движения Палеотихоокеанской плиты в различные века юрского времени позволили определить местоположение вышеупомянутых комплексов в пределах еще не субдуцированной плиты, вычислить расстояния между участками плиты, соответствующими каждому комплексу, реконструировать протяженность Палеотихоокеанской плиты и, соответственно, седиментационного бассейна, где осуществлялось накопление кремневых пород, аккрецированных позднее в структуру Сихотэ-Алиня, на поздне триасовое время.

В результате юрской субдукции Палеотихоокеанской плиты и частичной аккреции фрагментов ее осадочного чехла произошло приращение континентальной коры восточной окраины Палеоазиатского континента мощностью не менее 36 км.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта Президента РФ № НШ-1159.2014.5 и гранта ДВО РАН № 15-1-2-013-2.

ЛИТЕРАТУРА

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в осадках и конкрециях Гватемальской котловины Тихого океана: влияние процессов раннего диагенеза // Геохимия, 1994, № 8—9, с. 1335—1345.

Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в процессах раннего диагенеза осадков Тихого океана // Литология и полезные ископаемые, 1998, № 4, с. 346—354.

Кемкин И.В. Мезозойские олистостромовые комплексы Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М., Наука, 1989, с. 133—139.

Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М., Наука, 2006, 258 с.

Кемкин И.В. Строение террейнов юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинь-Приамурского региона и юрская геодинамическая эволюция восточной окраины Азии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 1003—1017.

Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника, 2002, т. 36, № 5, с. 79—88.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974, 438 с.

Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах // Литология и полезные ископаемые, 1977, № 6, с. 3—22.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978, 392 с.

Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М., Наука, 1991, 270 с.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология, 1991, № 5, с. 3—23.

- Натальин Б.А., Фор М.** Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология, 1991, № 2, с. 3—23.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И.** Геотраверс региона Охотского моря // Вест. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле, 2005, № 5, с. 45—58.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И.** Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого океана // Литология и полезные ископаемые, 1999, № 2, с. 133—145.
- Ханчук А.И., Кемкин И.В.** Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН, 2003, № 6, с. 94—108.
- Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В.** Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое. Владивосток, Изд-во ДВО АН СССР, 1988, 56 с.
- Ando A., Kodama K., Kojima S.** Low-latitude and Southern Hemisphere origin of Anisian (Triassic) bedded chert in the Inuyama area, Mino terrane, central Japan // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, № B2, p. 1973—1986.
- Berger W.H., Winterer E.L.** Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea // International Association of Sedimentologists. Special Publication / Eds. K.J. Hsu, H. Jehkyns. 1974, № 1, p. 11—48.
- Bonatti E., Fisher D.E., Joensuu O., Rydell H.S.** Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorous, uranium and thorium in deep sea sediments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, v. 35, p. 189—201.
- Brueckner H.K., Snyder W.S.** Chemical and Sr isotopic variations during diagenesis of Miocene siliceous sediments of the Monterey Formation, California // J. Sediment. Petrol., 1985, v. 55, p. 553—568.
- Brueckner H.K., Snyder W.S., Boudreau M.** Diagenetic controls on the structural evolution of siliceous sediments in the Golconda Allochthon, Nevada, U.S.A // J. Struct. Geol., 1987, v. 9, p. 403—417.
- Chen D., Qing H., Yan X., Li H.** Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert // Geol. Sediment. 2006, v. 183, № 3/4, p. 203—216.
- Comprehensive analytical chemistry. V. XLI / Ed. D. Barcelo.** Amsterdam, Elsevier Science, 2003, 1286 p.
- Courtois C., Hoffert M.** Distribution des terres rares dans les sediments superficiels du Pacifique sudest // Bull. Soc. Geol. France, 1977, v. 7, p. 1245—1251.
- Du Y., Zhu J., Gu S.** Sedimentary geochemistry of chert from the Middle–Upper Ordovician in Shihuigou area, North Qilian orogenic belt and its tectonic implication // Front. Earth Sci. China, 2007, v. 1, № 1, p. 30—36.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.** The «North American Shale Composite», its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, p. 2469—2482.
- Halamič J., Marchig V., Goričan Š.** Geochemistry of Triassic radiolarian cherts in North-Western Croatia // Geologica Carpathica, 2011, v. 52, № 6, p. 327—342.
- Hein J.R., Koski R.A.** Bacterially mediated diagenetic origin for chert-hosted manganese deposits in the Franciscan Complex, California Coast Ranges // Geology, 1987, v. 15, p. 722—726.
- Isozaki Y., Matsuda T.** Age of the Tamba Group along the Hozugawa «Anticline», western hills of Kyoto, Southwest Japan // J. Geosci., 1980, v. 23, p. 115—134.
- Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F.** Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics, 1990, v. 181, № 1-2, p. 179—205.
- Kang J., Zhang Z., Zhang D., Huang H., Dong S., Zhang S.** Geochronology and Geochemistry of the Radiolarian Cherts of the Mada'er Area, Southwestern Tianshan: Implications for Depositional Environment // Acta Geol. Sinica, 2011, v. 85, № 4, p. 801—813.
- Kato Y., Nakao K., Isozaki Y.** Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change // Chem. Geol., 2002, v. 182, p. 15—34.
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.** The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci., 2016, v. 120, p. 117—138.
- Kojima S.** Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1989, v. 69, p. 213—232.
- Kunimaru T., Shimizu H., Takahashi K., Yabuki S.** Differences in geochemical features between Permian and Triassic cherts from the Southern Chichibu terrane, southwest Japan: REE abundances, major element compositions and Sr isotopic ratios // Sediment. Geol., 1998, v. 119, p. 195—217.
- Li X.** Geochemistry of the Late Paleozoic radiolarian cherts within the NE Jiangxi ophiolite melange and its tectonic significance // Sci. China, Ser. D, 2000, v. 43, № 6, p. 617—624.

- Maruyama Sh., Isozaki Yu., Kimura G., Terabayashi M.** Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*, 1997, v. 6, p. 121—142.
- Matsuda T., Isozaki Y.** Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone // *Tectonics*, 1991, v. 19, № 2, p. 475—499.
- Mizutani S.** Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighbouring East Asia // *Terrane accretion and orogenic belts. Geophys. Union Geodyn. Ser / Eds. E.C. Leitch, E. Scheibner*. 1987, v. 19, p. 263—273.
- Murray R.W.** Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // *Sediment. Geol.*, 1994, v. 90, p. 213—232.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Ruth III G.P.** Rare earth elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology*, 1990, v. 18, p. 268—272.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C., Ruth III G.P., Jones D.L.** Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 1875—1895.
- Nakae S.** Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan and its formative process // *J. Geosci.*, 1993, v. 36, p. 15—70.
- Pre-Cretaceous terranes of Japan / Eds. K. Ichikawa, S. Mizutani, I. Hara, S. Hada, A. Yao.** Publication of IGCP Project № 224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. Osaka, 1990, 413 p.
- Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P., Filatova N.I., Piip V.B., Rashidov V.A.** The deep structure of active continental margins of the Far East (Russia) // *Russ. J. Earth Sci.*, 2008, v. 10, ES4002, p. 1-23.
- Ruhlin D.E., Owen R.M.** The rare-earth element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1986, v. 50, p. 393—400.
- Shimizu H., Masuda A.** Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation // *Nature*, 1977, v. 266, p. 346—348.
- Sholkovitz R.** Rare earth elements in marine sediments and geochemical standards // *Chem. Geol.*, 1990, v. 88, p. 333—347.
- Sholkovitz E.R., Landing W.M., Lewis B.L.** Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 1567—1579.
- Sugisaki R., Yamamoto K., Adachi M.** Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic // *Nature*, 1982, v. 298, p. 644—647.
- Taira A.** Tectonic evolution of the Japanese island arc system // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2001, v. 29, p. 109—34.
- Taira A., Tashiro M.** Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japan and Eastern Asia // *Historical biogeography and plate tectonic evolution of Japan and Eastern Asia / Ed. A. Taira*. Tokyo, Terrapub., 1987, p. 1—43.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: Its composition and evolution. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1985, 312 p.
- Thassanapak H., Udchachon M., Chonglakmani C.** Geochemistry of Middle Triassic radiolarian cherts from Northern Thailand: Implication for depositional environment // *J. Earth Sci.*, 2011, v. 22, № 6, p. 688—703.
- Toyoda K., Nakamura Y., Masuda A.** Rare earth elements of Pacific pelagic sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, p. 1093—1103.
- Wakita K.** Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1988, v. 39, № 11, p. 675—737.
- Yamamoto K.** Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terrances // *Sediment. Geol.*, 1987, v. 52, p. 65—108.
- Zhang C., Zhou D., Lu G., Wang J., Wang R.** Geochemical characteristic and sedimentary environments of cherts from Kumishi ophiolitic mélange in Southern Tianshan // *Acta Petrol. Sinica*, 2006, v. 22, № 1, p. 57—64 (in Chinese with English abstract).