

## ОБЗОРЫ

УДК 550.4:551.76:551.86(571.63)

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРЕМНЕВЫХ ПОРОД РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ): ИСТОРИЯ ДРЕЙФА И ДИНАМИКА ДВИЖЕНИЯ ПАЛЕОТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ****Кемкин И.В.***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: kemkin@fegi.ru*

В статье приводятся результаты сравнительного геохимического изучения кремней и кремнисто-глинистых пород, слагающих тектоно-седиментационные комплексы нижнего и среднего структурных уровней Таухинского террейна позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмь Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Установлено, что для разновозрастных частей разрезов кремнисто-терригенных последовательностей обеих структурных единиц Таухинского террейна содержание и характер распределения основных петрогенных оксидов, редких, а также редкоземельных элементов значительно отличаются, что обусловлено накоплением их в разных океанских фациальных зонах. Совокупность геохимических данных показывает, что формирование разрезов тектоно-седиментационных комплексов осуществлялось в последовательно сменяющихся друг друга океанских фациальных зонах, начиная с области, прилегающей к спрединговому хребту, затем в центральных частях океана и завершилось в области приконтинентальной седиментации. Эти данные убедительно свидетельствуют о перемещении океанического дна, в пределах которого накапливались кремневые осадки, от зоны спрединга к окраине палеоконтинента и последующей последовательной аккреции фрагментов осадочного чехла разновозрастных (т.е. разноудаленных от центра спрединга) его участков по мере субдукции океанической плиты. Основываясь на времени смены фациальных условий (т.е. перехода из одной фациальной зоны в другую) для каждого комплекса, рассчитаны скорости движения океанической плиты (и, соответственно, скорости спрединга) в различные отрезки юрского времени. Разность скорости спрединга в разных частях палеоспрединговой зоны явилась причиной разворота контура палеоконтинента и оси спредингового хребта до близ перпендикулярного положения, что обусловило смену геодинамической обстановки на восточной окраине Палеоазиатского континента на рубеже юры и мела.

**Ключевые слова:** геохимия, радиолариевые кремни, седиментационные обстановки, Палеотихоокеанская плита, Сихотэ-Алинь

**GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF CHERTY ROCKS OF THE DIFFERENT-AGED TECTO-STRATIGRAPHIC COMPLEXES OF THE SIKHOTE-ALIN TAUKHA TERRANE: THE HISTORY OF DRIFT AND DYNAMICS OF MOVEMENT OF THE PALEO-PACIFIC PLATE****Kemkin I.V.***Far Eastern Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, e-mail: kemkin@fegi.ru*

The article presents results of a comparative geochemical study of cherts and siliceous-clay rocks composing tectonic-sedimentary complexes of various structural levels of the Taukha terrain of the Late Jurassic-Early Cretaceous accretionary prism. We established that for even-aged parts of sections of the cherty-terrirogenous sequences of lower and middle structural levels of the terrane the content and distribution pattern of main petrogenic oxides, micro- and rare-earth elements are significantly different due to their accumulation in various oceanic facial zones. The sets of geochemical data shows that the formation of sections of tectonic-sedimentary complexes was carried out in gradually replacing each other oceanic facial zones, starting from the spreading ridge area, then in the pelagic and completed in the near-continental deposition area. These data indicate the motion of an ocean floor, within which cherty deposits were accumulated, from the spreading zone to the paleocontinent margin and subsequent successive accretion of fragments of oceanic plate sedimentary cover. Based on the time of change of facial conditions (i.e., the transition from one facies zone to another) for each complex, the rates of movement of an oceanic plate (and, accordingly, the speed of spreading) at different intervals of the Jurassic time are calculated. Difference in spreading speed within the different sites of the paleorift zone caused the turn of paleocontinent margin and spreading ridge axis to near perpendicular position, which caused in turn the change of geodynamic mode on the eastern margin of the Paleo-Asian continent at the Jurassic-Cretaceous transition.

**Keywords:** geochemistry, radiolarian cherts, deposition environment, Paleo-Pacific Plate, Sikhote-Alin

История складчатых областей – это летопись последовательного формирования разнообразных комплексов горных пород, образующихся в результате совокупного действия эндо- и экзогенных процессов, реализующихся в разных геодинамических

обстановках и приводящих к образованию и разрастанию новой континентальной коры [1, 2]. Показательным примером является Сихотэ-Алинский орогенный пояс, в формировании которого по совокупности геологических, палеобиогеографических,

петро-геохимических, структурных и палеомагнитных данных выделено два этапа – юрский, соответствующий обстановке конвергентной (субдукционной) окраины вдоль восточного края Палеоазиатского континента, и раннемеловой, когда доминировала обстановка трансформной окраины в сочетании с субдукционной окраиной на его южной оконечности [1, 3].

Смена геодинамических режимов на Палеоазиатской окраине на рубеже юры и мела связывается исследователями с изменением направления движения Палеотихоокеанской (Изанаги) плиты с СЗ на С, что согласуется с данными [4], рассчитанными по магнитным полосовым аномалиям. Вместе с тем причины, обусловившие смену направления движения океанической плиты и, соответственно, геодинамических режимов, не столь очевидны и, как правило, мало обсуждаемы, вероятно потому, что они не имеют вещественного выражения, хотя именно они определяют в конечном счете совокупность геологических процессов, формирующих структуру континентальных окраин. Например, каким вещественным выражением обладает такой параметр, как разность скорости спрединга на различных участках спредингового хребта. Но разница в скоростях является причиной вращения (разворотов) океанической плиты в ту или иную сторону и определяет угол подхода ее к конвергентной границе, обуславливая тем самым тот или иной геодинамический режим на границе литосферных плит. Тем не менее, не имея собственного вещественного выражения (т.е. качественной характеристики), эта причина может быть установлена по совокупности количественных характеристик других вещественных комплексов. Такими характеристиками могут служить мощность пелагической и гемипелагической частей разреза осадочного чехла океанической плиты (чем меньше скорость, тем больше мощность осадков и наоборот), время пересечения отдельными участками океанической плиты различных океанских фациальных зон, время подхода отдельных участков плиты к конвергентной границе и др.

Цель исследований: сравнительное геохимическое изучение кремневых пород Таухинского террейна для выяснения седиментационных обстановок их формирования и определения времени пребывания в разных океанских фациальных зонах. Полученные геохимические и литолого-

биостратиграфические данные позволили рассчитать скорости движения палеоокеанической плиты и выявить их различия в отдельные отрезки юрского времени. Разность скорости спрединга в пределах палеоспрединговой системы явилась, на наш взгляд, причиной смены вектора движения океанической плиты и геодинамического режима на Палеоазиатской восточной окраине на рубеже юрского и мелового периодов.

#### *Объекты исследования и их геологическая позиция*

Сравнительное геохимическое изучение было выполнено для кремней и кремнисто-глинистых пород разных структурных уровней Таухинского террейна, который слагает юго-восточную часть Сихотэ-Алинского орогена (рис. 1) и представляет фрагмент позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы, сформированной в ходе последовательной аккреции к Палеоазиатской окраине разнофациальных образований Палеопацифики [1, 3].

По совокупности литолого-биостратиграфических и структурных данных в террейне выделено три разновозрастных тектоно-седиментационных комплекса, отражающих последовательность процесса субдукции и частичной аккреции Палеотихоокеанской плиты и слагающих различные его (террейна) структурные уровни [3, 5].

*Эрдагоуский комплекс* (нижняя структурная единица) сложен толеитовыми базальтами и залегающими на них кремнями и глинистыми кремнями позднеюрско-раннеберриассового возраста, постепенно переходящими выше в ранне-среднеберриасские кремнистые аргиллиты, затем позднеберриас-валанжинские терригенные породы и валанжин-баремские меланжевые образования. Мощность базальтов и кремней немногим более 150 м, а мощность терригенных и меланжевых пород в пределах тектонических пластин варьирует от 100–200 до 350–700 м. Типовой разрез Эрдагоуского комплекса изучен на правом берегу р. Беневка и представлен на рис. 2, а.

*Горбушинский комплекс* (средняя структурная единица) состоит из средне-позднетриасовых известняков (400–500 м), залегающих на высокотитанистых щелочных базальтах и четырехкратно повторяющейся кремнисто-терригенной последовательности, сложенной раннетриас-позднеюрскими кремнями и глинистыми кремнями (около

100 м), плавно сменяющимися среднеким-меридж-среднетитонскими кремнистыми аргиллитами и, далее, алевро-аргиллитами, алевролитами и песчаниками позднего титона-берриаса и берриас-валанжинскими меланжевыми образованиями. Мощность терригенных пород и меланжа в различных пластинах составляет 300–500, реже 750 м. Типовой разрез комплекса обнажен на левобережье р. Рудная в г. Дальнегорске и представлен на рис. 2, б.

Скалистореченский комплекс (верхняя структурная единица) образован позднедевон-раннепермскими известняками (около 400 м), ассоциирующими с высокотитанистыми щелочными базальтами, кремнями и глинистыми кремнями, возраст которых в разрозненных обнажениях изменяется от каменноугольного до среднеюрского, и перекрывающими их позднеюрскими терригенными породами. Истинная мощность кремней и терригенных пород ввиду фрагментарности их выходов не установлена.

*Методы исследований*

Геохимические исследования выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Для анализов использованы дубликаты образцов, первоначально отобранных для изучения микрофауны. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС) на спектрометре Agilent 7500С (аналитик М.Г. Блохин). Определения основных петрогенных элементов (кроме SiO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O) выполнены методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (аналитики Г.А. Горбач, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало). Содержания SiO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O определены гравиметрическим методом (аналитики В.Н. Каминская, В.Н. Залевская). Относительная погрешность определения содержаний для главных оксидов составляет 2–5%, для РЗЭ и элементов-примесей – 5–10%.

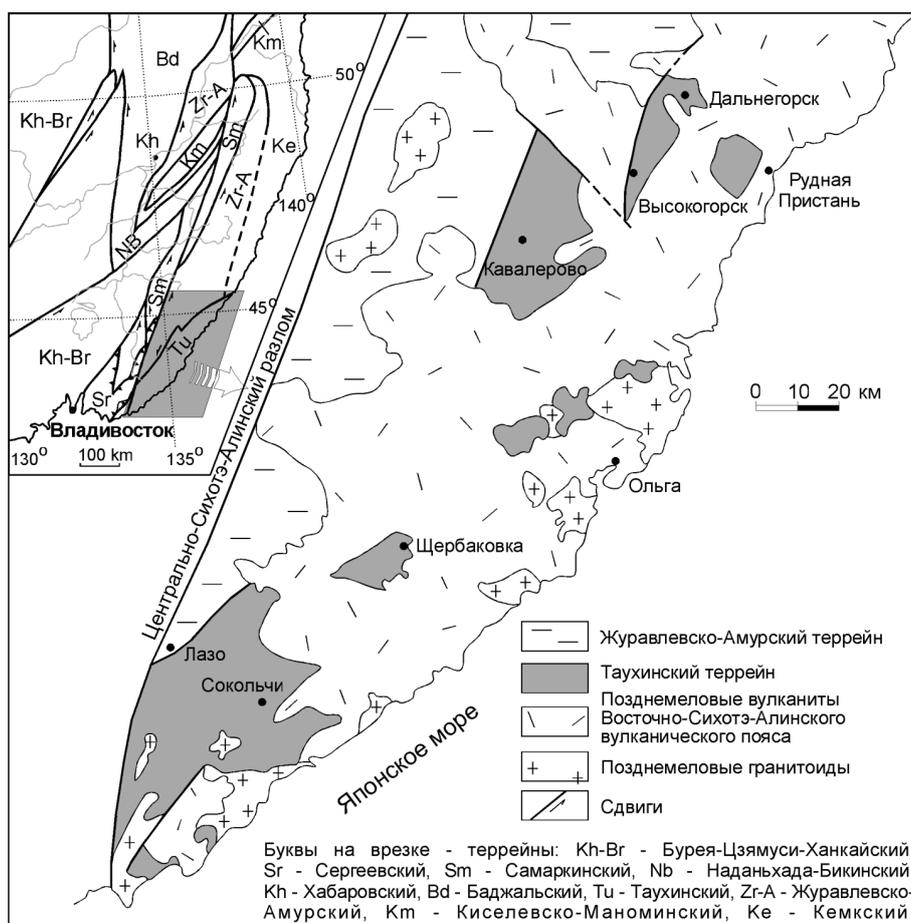


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной части Южного Сихотэ-Алиня (по [5] с изменениями)

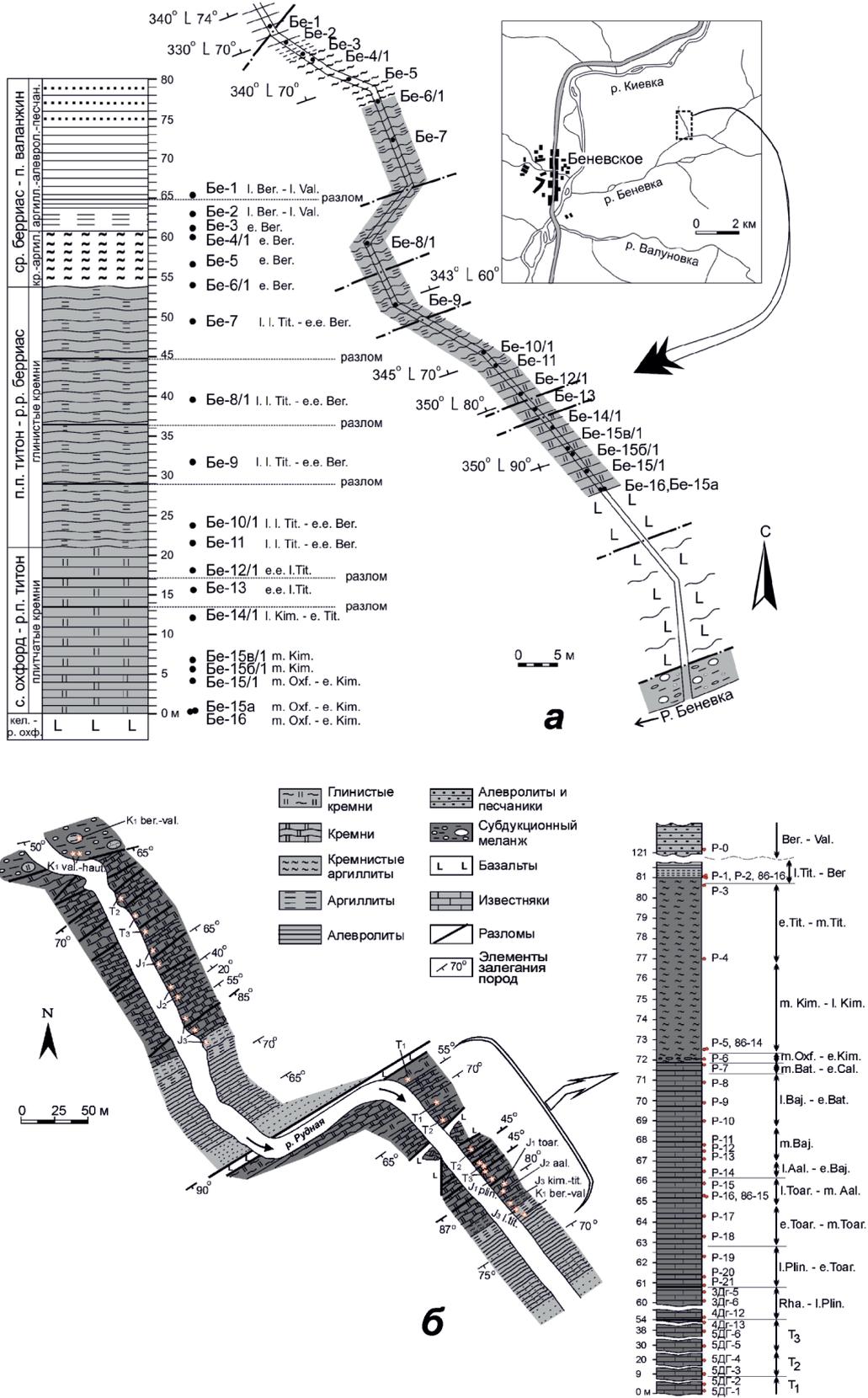


Рис. 2. Строение Эрдагоуского комплекса на правобережье р. Беневка – а, и Горбушинского комплекса на левобережье р. Рудная в г. Дальнегорске – б (по [3] с изменениями)

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 содержаний РЗЭ. Содержания РЗЭ NASC взяты в соответствии

с [6]. Согласно [7, 8],  $Ce/Ce^* = (Ce_{обр.}/Ce_{NASC}) / (0,5(La_{обр.}/La_{NASC}) + 0,5(Pr_{обр.}/Pr_{NASC}))$ ,  $(La/Ce)_{NASC} = (La_{обр.}/La_{NASC}) / (Ce_{обр.}/Ce_{NASC})$ ,  $(La/Yb)_{NASC} = (La_{обр.}/La_{NASC}) / (Yb_{обр.}/Yb_{NASC})$  и  $(Lu/La)_{NASC} = (Lu_{обр.}/Lu_{NASC}) / (La_{обр.}/La_{NASC})$ . Значения PAAS заимствованы у [9].

Таблица 1

Геохимические данные кремневых пород Горбушинского комплекса

Компонент	Образец												
	P-3	P-4	P-13	P-16a	p-17ч	p-20ч	p-21ф	3Дг-6	3Дг-9a	5Дг-6	5Дг-5	5Дг-4	5Дг-3
SiO <sub>2</sub> мас. %	82,30	77,90	91,70	85,70	89,75	83,21	90,70	85,80	89,50	90,52	85,64	92,76	89,95
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,41	0,11	0,19	0,16	0,25	0,06	0,07	0,12	0,06	0,13	0,03	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,70	11,12	3,36	4,35	3,54	5,18	0,96	2,81	3,29	2,15	3,86	1,00	1,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	2,43	3,34	2,47	5,84	4,00	8,15	7,42	8,85	4,25	6,28	8,54	5,81	7,28
MnO	0,08	0,14	0,23	0,44	0,23	0,62	0,04	0,38	0,26	0,10	0,13	0,10	0,05
MgO	0,99	1,41	0,35	1,06	0,45	0,92	0,10	0,67	0,48	0,30	0,59	0,10	0,32
CaO	1,17	0,71	0,34	0,56	0,43	0,39	0,20	1,05	0,71	0,12	0,17	0,05	0,18
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,20	0,03	0,01	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04
K <sub>2</sub> O	1,95	2,67	0,69	0,35	0,87	0,77	0,26	0,10	0,73	0,39	0,70	0,18	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,06	0,19	0,39	0,21	0,26	0,03	0,70	0,43	0,08	0,11	0,03	0,03
H <sub>2</sub> O	не об.	0,30	не об.	не об.	0,42	0,49	0,7	0,50	0,85	0,03	0,13	не об.	0,03
п.п.п.	2,20	2,10	0,10	1,10	0,23	0,08	0	0	0	0,10	0,13	0,08	0,07
∑ (сумма)	100,4	100,4	99,6	100,0	100,3	100,4	100,5	100,9	100,7	100,1	100,1	100,2	100,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,782	0,769	0,576	0,427	0,469	0,389	0,115	0,241	0,436	0,255	0,311	0,147	0,186
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	8,318	8,221	22,56	30,46	25,69	33,20	125,5	123,6	34,35	113,3	63,99	167,0	102,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(100-SiO <sub>2</sub> )	0,137	0,151	0,298	0,408	0,390	0,485	0,799	0,623	0,405	0,662	0,594	0,802	0,724
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(100-SiO <sub>2</sub> )	0,491	0,503	0,404	0,304	0,345	0,309	0,103	0,198	0,313	0,227	0,269	0,138	0,165
MnO/TiO <sub>2</sub>	0,257	0,345	2,067	2,276	1,467	2,544	0,612	5,279	2,120	1,842	1,006	2,873	0,666
V ppm	47,59	58,56	48,49	60,71	37,05	38,3	50,75	57,6	20,7	18,87	33,47	18,39	17,91
Ni	20,04	20,09	41,25	55,42	34,77	35,85	35,77	53,24	44,31	28,75	35,61	17,52	22,50
Cu	20,09	27,90	31,94	201,7	72,09	46,49	80,49	37,78	71,39	59,64	87,03	65,46	49,82
Rb	95,24	134,74	34,50	17,54	39,58	27,22	11,32	4,32	31,29	16,59	33,13	8,19	17,23
Y	15,76	14,76	18,92	22,50	14,87	15,67	1,48	17,06	26,23	3,43	5,61	1,80	3,39
Zr	25,43	31,31	8,01	7,83	26,44	45,88	15,24	16,46	27,73	5,78	8,08	4,69	11,19
Hf	0,74	0,89	0,27	0,22	1,13	2,00	0,52	0,56	1,16	0,13	0,19	0,11	0,22
Pb	19,04	29,06	6,67	124,1	2,44	7,42	33,27	23	5,76	4,00	31,29	23,50	15,45
Th	5,72	6,40	1,61	2,12	2,20	3,50	0,79	1,12	2,30	1,01	2,43	0,65	1,24
Ti/V	36,80	41,59	13,54	18,93	25,20	38,42	6,981	7,447	35,85	17,59	23,89	11,34	23,74
V/Y	3,020	3,968	2,563	2,698	2,491	2,444	34,28	3,377	0,789	5,504	5,968	10,21	5,281
La	29,15	25,15	11,53	12,07	12,45	13,96	1,24	7,43	18,32	4,54	7,53	3,46	6,99
Ce	59,94	52,74	27,10	27,38	25,11	27,34	2,54	12,58	31,10	7,16	12,53	5,54	9,37
Pr	6,03	5,40	3,21	3,17	3,05	3,27	0,35	1,72	4,42	0,93	1,86	0,82	1,18
Lu	0,20	0,20	0,13	0,14	0,11	0,12	0,03	0,16	0,21	0,04	0,07	0,02	0,04
∑ (сумма)	132,1	116,9	69,41	71,14	66,52	73,63	7,03	41,10	92,83	19,71	34,44	14,32	24,81
Ce/Ce*	0,981	0,983	0,968	0,964	0,887	0,881	0,833	0,767	0,752	0,756	0,729	0,717	0,698
La <sub>n</sub> /Ce <sub>n</sub>	1,109	1,088	0,970	1,005	1,131	1,165	1,117	1,347	1,343	1,445	1,371	1,426	1,703
Lu <sub>n</sub> /La <sub>n</sub>	0,464	0,529	0,731	0,748	0,575	0,584	1,737	1,427	0,755	0,574	0,656	0,411	0,411

Таблица 2

Геохимические данные кремневых пород Эрдагоуского комплекса

Компонент	Образец									
	Бе-15/1	Бе-15b/1	Бе-15c/1	Бе-14/1	Бе-12/1	Бе-10/1	Бе-8/1	Бе-6/1	Бе-4/1	РААС
SiO <sub>2</sub> мас. %	76,20	76,27	83,10	82,92	82,40	70,93	69,61	67,09	66,73	62,8
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,11	0,13	0,24	0,21	0,28	0,62	0,62	0,61	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	3,46	3,32	5,85	5,04	9,90	13,05	14,66	14,90	18,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	13,41	10,62	9,84	7,13	7,35	6,14	6,03	7,01	6,86	6,5
MnO	1,39	3,21	0,58	0,29	0,19	0,14	0,09	0,12	0,09	0,1
MgO	0,87	1,09	0,45	0,54	0,85	0,97	1,61	2,21	2,05	2,2
CaO	0,41	0,88	0,44	0,32	0,57	0,12	0,20	0,53	0,63	1,3
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,12	0,59	0,81	0,74	1,10	1,41	1,51	2,02	1,2
K <sub>2</sub> O	0,60	0,37	0,73	1,40	1,27	2,53	3,40	3,42	3,04	3,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	0,05	0,07	0,02	0,05	0,07	0,07	0,09	0,16
H <sub>2</sub> O	0,60	0,03	0,22	0,10	0,80	0,95	0,80	0,00	0,00	н.о.
п.п.п.	1,70	3,57	0,18	0,90	1,00	6,30	3,60	3,20	3,20	6,0,
∑ (сумма)	99,90	99,78	99,64	100,6	100,4	99,4	100,5	100,4	100,2	99,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,23	0,25	0,25	0,45	0,40	0,62	0,68	0,67	0,69	н.о.
MnO/TiO <sub>2</sub>	4,361	2,842	4,536	1,223	0,879	0,471	0,151	0,188	0,148	н.о.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	42,10	94,11	77,09	29,72	34,86	13,30	9,69	11,28	11,16	н.о.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(100-SiO <sub>2</sub> )	0,56	0,45	0,58	0,42	0,42	0,21	0,20	0,21	0,21	н.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(100-SiO <sub>2</sub> )	0,17	0,15	0,20	0,34	0,29	0,34	0,43	0,45	0,45	н.о.
V ppm	112,7	78,6	31,15	38,3	49,15	73,65	93,9	107,4	94,9	150
Ni	98,49	168,04	60,39	42,31	32,63	33,30	32,97	46,35	53,39	55
Cu	178,2	73,14	69,74	46,75	29,77	28,32	23,82	35,77	50,34	50
Rb	11,76	12,81	27,22	40,20	29,14	75,79	109,6	116,6	112,3	160
Y	4,68	6,51	4,51	4,32	2,09	7,98	10,89	11,55	14,88	27
Zr	77,72	5,16	30,88	51,53	43,33	54,97	140,6	149,2	166,9	210
Hf	2,33	1,16	1,10	1,90	1,74	2,28	5,83	5,70	6,70	5
Pb	22,8	24,62	29,54	3,09	9,77	13,70	16,31	14,68	22,35	20
Th	2,65	2,03	2,21	3,38	2,38	7,96	10,88	9,84	12,19	14,6
V/Y	24,08	12,07	6,91	8,87	23,52	9,23	8,62	9,30	6,38	н.о.
Ti/V	17,02	8,389	25,02	37,57	25,61	22,79	39,58	34,61	38,53	н.о.
La	20,77	11,49	9,09	16,13	11,11	23,86	32,28	22,28	26,54	38
Ce	16,49	13,95	13,98	22,69	17,48	46,66	71,68	49,78	59,08	80
Pr	5,10	3,25	2,12	2,55	1,69	5,62	8,41	6,30	7,23	8,9
Lu	0,10	0,11	0,07	0,07	0,04	0,15	0,19	0,18	0,22	0,43
∑ (сумма)	72,76	51,76	40,36	58,26	40,46	110,1	161,2	117,5	136,6	н.о.
Ce/Ce*	0,34	0,49	0,69	0,75	0,85	0,87	0,94	0,91	0,92	н.о.
La <sub>n</sub> /Ce <sub>n</sub>	2,87	1,88	1,48	1,62	1,45	1,17	1,03	1,02	1,02	н.о.
Lu <sub>n</sub> /La <sub>n</sub>	0,318	0,613	0,504	0,282	0,240	0,414	0,391	0,547	0,558	н.о.

Примечание: н.о. – не определялось.

### Результаты исследования и их обсуждение

Для реконструкции истории седиментации на океанической плите и фиксации вре-

мени прохождения ее участков через разные океанские фациальные зоны необходимо наличие полных и хорошо датированных фрагментов первичного разреза ее осадочного чехла. В Таухинском террейне фраг-

менты с постепенными литологическими переходами от кремней к терригенным породам изучены в составе Горбушинского и Эрдагуоского комплексов (рис. 2, а и б). Геохимические характеристики пород этих комплексов представлены в табл. 1 и 2.

#### *Основные петрогенные оксиды*

В разрезах обоих комплексов содержание  $\text{SiO}_2$  постепенно уменьшается от 92,76 и 83,10 мас. % в кремнях до 77,90 и 66,73 мас. % в кремнистых аргиллитах (здесь и далее первые значения для Горбушинского комплекса, вторые – Эрдагуоского), что вполне закономерно, так как последние накапливались в периферийных частях океана, куда в значительном объеме поступает тонкая терригенная взвесь. В кремнях из нижних частей разрезов также отмечаются некоторые вариации содержания  $\text{SiO}_2$  (от 92,76–85,64 до 83,10–76,20 мас. %), что обусловлено, скорее всего, тем, что первые кремни накапливались в прилегающей к спрединговому хребту области, где кремненакопление сопровождалось поступлением в осадок дополнительного количества оксигидроксидов железа и марганца, продуцируемых гидротермальными металлоносными растворами. Подтверждением этого служат оксиды  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , содержания которых (табл. 1 и 2) изменяются в диаметрально противоположных направлениях. В ряду кремнистые аргиллиты – кремни содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  постепенно снижается от 11,12 и 14,90 до 1,00 и 3,32 мас. %, в то время как содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в этом же направлении, наоборот, возрастает с 2,43 и 6,86 до 8,54 и 13,41 мас. %.

Аналогичное распределение отмечается и для  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MnO}$ . Содержание  $\text{TiO}_2$  изменяется от 0,41 и 0,62 в кремнистых аргиллитах до 0,03 и 0,11 мас. % в кремнях нижних частей разрезов, а  $\text{MnO}$  от 0,08 и 0,09 до 0,26 и 3,21 мас. % соответственно. Содержание других оксидов очень низки (менее 1 мас. %) и только для кремнистых аргиллитов отмечаются несколько повышенные значения  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  (от 1,41 до 3,42 мас. %, см. табл. 1 и 2), что, очевидно, обусловлено присутствием глинистой составляющей в последних.

Геохимическим изучением океанических донных осадков установлено, что некоторые химические элементы немобильны при диагенетическом фракционировании и последующих гипергенезе и метаморфизме, а величины их содержаний в осадочных породах являются индикаторами седимен-

тации в разных океанских фациальных зонах [7, 10, 11]. На основе данных по распределению химических элементов в донных осадках разработан ряд петрохимических модулей и использующих их дискриминантных диаграмм, на которых четко обособлены поля приконтинентальной, пелагической и околоспрединговой областей седиментации [7, 10, 12, 13]. Наиболее информативными петрохимическими модулями считаются  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100-\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/100-\text{SiO}_2$ . Рассчитанные значения величин этих модулей для кремневых пород обоих комплексов и положение их фигуративных точек на соответствующих диаграммах показывают, что накопление кремней осуществлялось в пределах всей площади пелагиали и даже в околоспрединговой зоне, а кремнистых аргиллитов в приконтинентальной области седиментации (рис. 3). При этом в околоспрединговую зону попали кремни самых низов изученных разрезов, что обусловлено относительно высоким содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (табл. 1 и 2), которое связано, скорее всего, с влиянием гидротермальных металлоносных растворов.

#### *Элементы-примеси*

Содержания редких элементов в изученных кремневых породах значительно ниже значений усредненной терригенной породы (РААС – постаршейский средний сланец). Так, количества Zr, Rb, Hf, Th, присутствие которых в донных осадках обусловлено привнесением обломков тяжелых минералов в терригенной взвеси, в кремнях, соответственно, в 5–45, 1,5–37, 4,5–45 и 2,3–22,5, а в кремнистых аргиллитах в 1,5–2, 1,4–1,5, 1,1–1,2 и 1,2–1,4 раз меньше, чем в РААС. Это свидетельствует о накоплении кремневых пород на значительном удалении от терригенных источников. А содержания, например, Pb, Cu, Ni, Fe, Mn, поступление которых в осадок в большей мере обусловлено влиянием гидротермальных металлоносных растворов [7, 14–16], заметно превышают (от 1,2 до 3 и более раз) значения РААС. При этом отмечается закономерное изменение количеств указанных элементов (увеличение либо уменьшение) в обоих разрезах. В ряду кремнистый аргиллит – кремень содержания Zr и Rb, связанные с терригенным привнесением, уменьшаются от 31,31 и 134,74 (Горбушинские) и 166,88 и 112,29 (Эрдагуоские) до 4,69 и 8,19 и 5,16 и 11,76 ppm соответственно, указывая, что кремни накапливались значительно дальше

в пелагиали, чем кремнистые аргиллиты. Напротив, содержания, например, Cu и Ni плавно увеличиваются от кремнистых аргиллитов к кремням от 20,09 и 20,04 (Горбушинские) и 50,34 и 53,39 (Эрдагоуские) до 71,39 и 53,24 и 178,19 и 168,04 ppm, показывая, что первые накапливались много дальше от спредингового хребта, чем кремни. Рассчитанные значения Ti/V и V/Y, широко используемые для реконструкции фациальных обстановок [7, 13], также свидетельствуют, что кремневые породы обоих комплексов накапливались в пелагиале (рис. 4, а и б).

#### *Редкоземельные элементы*

Ввиду немобильности редкоземельных элементов (РЗЭ) в ходе постседиментационных процессов, нормированные отношения некоторых из них – надежные индикаторы фациальных обстановок осадконакопления [7, 8, 14, 18]. Одним из информативных является содержание Ce, выраженное в виде величины цериевой аномалии (Ce/Ce\*). Согласно [7, 8, 11, 17], величина Ce/Ce\* в интервале 0,03–0,36 характеризует околосрединговую зону (~400 км от хребта), 0,23–0,96 – пелагиаль, 0,90–1,30 – приконтинентальную область седиментации. Рассчитанные значения Ce/Ce\* (табл. 1 и 2) для кремней находятся в пределах 0,698–0,983 (Горбушинские) и 0,340–0,940 (Эрдагоуские), что указывает на накопление их в пелагиале, а для первых 4 м Эрдагоуских кремней и в околосрединговой зоне. Для кремнистых аргиллитов значения Ce/Ce\* – 0,981–0,983 и 0,910–0,920, что соответствует зоне океана, примыкающей к области приконтинентальной седиментации. Важно, что величина Ce/Ce\* в кремнях и кремнистых аргиллитах не просто отличается, а постепенно уменьшается вверх по стратиграфическому разрезу обоих комплексов (табл. 1 и 2), что свидетельствует о перемещении соответствующих участков океанического дна в сторону континента.

Другим индикатором седиментационных обстановок является относительная деплетированность легких РЗЭ относительно тяжелых, определяемая нормированными к NASC отношениями  $La_n/Yb_n$  или  $Lu_n/La_n$  [8]. Согласно [8], отношение  $Lu_n/La_n$  в диапазоне 0,87–1,55 соответствует околосрединговой зоне, а 0,37–0,87 – пелагиале. Рассчитанные  $Lu_n/La_n$  значения для кремневых пород (табл. 1 и 2) находятся в интервале 0,41–0,75 (Горбушинские) и 0,24–0,61

(Эрдагоуские), что указывает на накопление их в пелагиале (рис. 4, в). Исключение составляют две пробы, попавшие в околосрединговую зону седиментации, что указывает на большую степень деплетированности легких РЗЭ.

Не менее показательным индикатором океанических фациальных обстановок, является отношение нормированных к NASC содержаний La и Ce, т.е.  $La_n/Ce_n$  [8]. На дискриминантной диаграмме  $La_n/Ce_n - Al_2O_3/Al_2O_3 + Fe_2O_3$  (рис. 4, з) фигуративные точки рассматриваемых кремневых пород последовательно (т.е. стратиграфически) распределились от околосрединговой области седиментации до приконтинентальной, но ввиду не очень высоких содержаний La в кремнях они расположены ниже соответствующих фациальных полей, околугуренных Р.В. Марри [8] для кремней Францисканского комплекса.

Результаты изучения показывают, что разновозрастные части кремневых разрезов обоих комплексов накапливались в пелагической области, но на разноудаленных от спредингового хребта участках. Для триаскелловейской части Горбушинского разреза четко фиксируется последовательная смена фациальных зон от прилегающей к околосрединговой области (в раннем триасе) через пелагиаль до краевой части палеоокеана, примыкающей к области приконтинентальной седиментации (в келловее). Для Эрдагоуского комплекса геологическая история началась только в позднем келловее-раннем оксфорде, когда Эрдагоуский участок океанической плиты располагался еще в пределах спредингового хребта. На это указывают линзы кремней с позднекелловей-раннеоксфордскими радиоляриями и гематитовые залежи (металлоносные осадки) между потоками базальтов, слагающих основание комплекса [5]. В раннем киммеридже Эрдагоуский участок достиг околосрединговой зоны (~400 км от хребта), на что указывают геохимические данные первых 4 м кремней [19]. Горбушинский участок в это время максимально приблизился к области приконтинентальной седиментации. Это следует как из геохимических характеристик данной части Горбушинского разреза, так и литологии пород (рис. 2). На рубеже раннего и среднего киммериджа отмечается смена фациальных условий – доминирующее кремненакопление сменяется терригенной седиментацией, т.е., глинистые кремни постепенно замещаются кремнистыми аргиллитами.

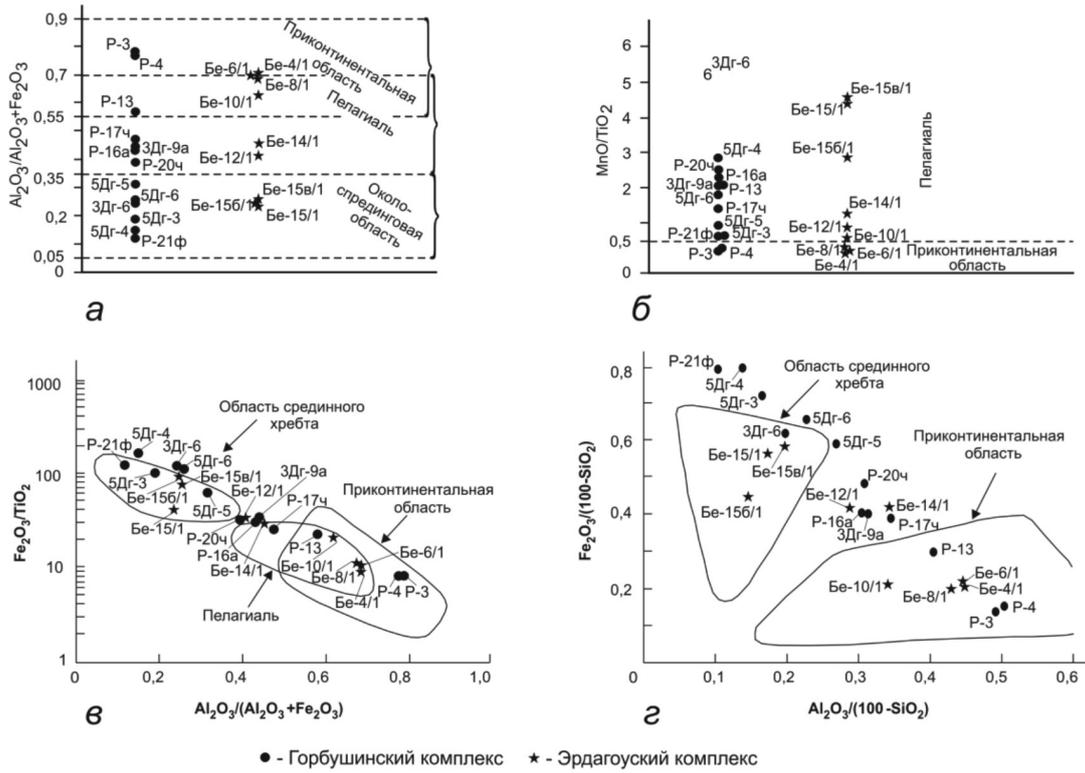


Рис. 3. Диаграммы отношений основных петрогенных оксидов (по [8]) и положение на них фигуративных точек кремневых пород Эрдагууского и Горбушинского комплексов

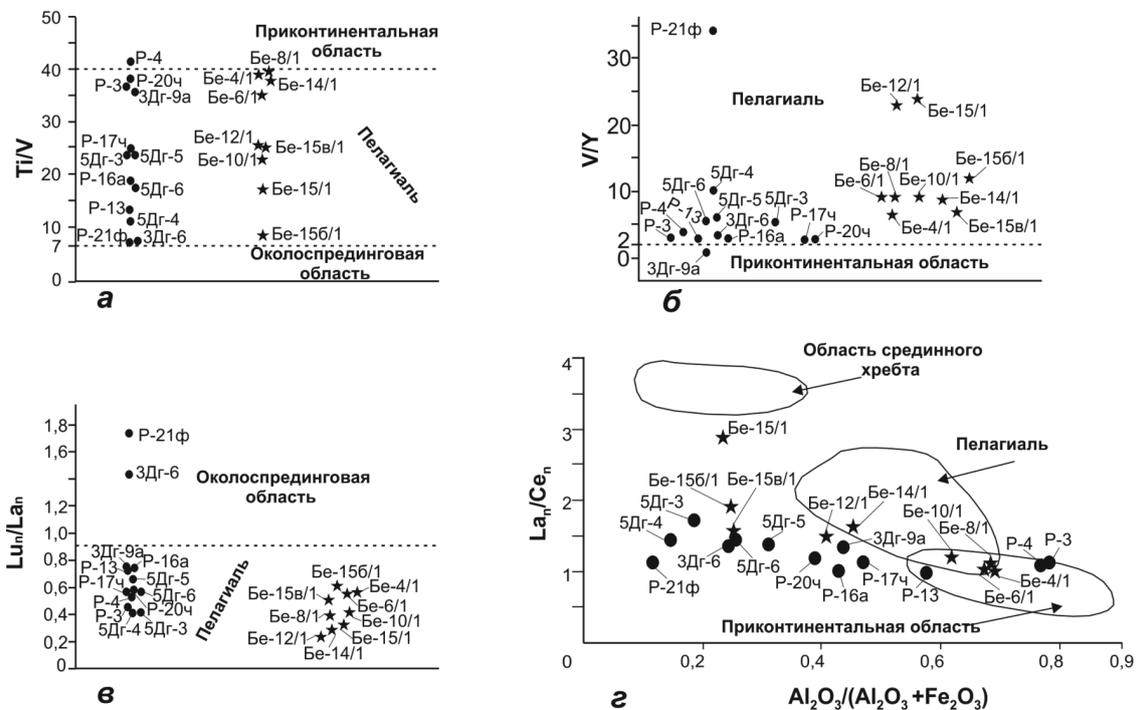


Рис. 4. Диаграммы отношений  $Ti/V$ ,  $V/Y$ ,  $Lu_n/La_n$  и  $La_n/Ce_n$  (по [7, 8]) и положение на них фигуративных точек кремневых пород Эрдагууского и Горбушинского комплексов

В период со среднего киммериджа по начало позднего титона Эрдагоуский участок передвинулся из околосрединговой зоны в пелагиаль, а Горбушинский участок достиг конвергентной границы, переместившись непосредственно в область приконтинентальной седиментации. В разрезе Горбушинского комплекса это четко фиксируется изменением литологического состава (рис. 2), т.е. сменой кремнистых аргиллитов аргиллитами.

В берриас-валанжине Горбушинский участок субдуцировался и аккретировался к Палеоазиатской окраине, а Эрдагоуский продолжал движение относительно океанских фациальных зон, переместившись вначале из пелагической области в периферийную часть океана, примыкающую к области приконтинентальной седиментации, а затем и в собственно область приконтинентальной седиментации. В Эрдагоуском разрезе это также четко фиксируется литологической сменой (рис. 2), т.е. кремни начала позднего титона сменяются вначале позднетитон-раннеберриасскими глинистыми кремнями и, далее, кремнистыми аргиллитами средне-позднего берриаса. В конце валанжина – начале готерива (возраст алевро-песчаной части разреза) данный участок океанической плиты достиг конвергентной границы и был субдуцирован и аккретирован к окраине Палеоазиатского континента.

В представленной истории дрейфа Палеотихоокеанской плиты имеется как минимум два важных рубежа, позволяющих количественно оценить масштабы ее перемещения. Эти рубежи – время подхода участков океанической плиты к области терригенной седиментации и к зоне субдукции (желобу). В разрезе осадочного чехла океанической плиты эти события фиксируются сменой пелагической седиментации гемипелагической, а затем терригенной. В литологическом аспекте это постепенная смена в разрезе глинистых кремней кремнистыми аргиллитами, а последних – алевро-аргиллитами и, далее, алевролитами и песчаниками. Область терригенной седиментации, согласно данным по распределению и составу донных осадков Мирового океана [20] распространяется в среднем на 1000 км от берега (в приполярных районах она немного шире за счет ледового разноса, а в аридных немного уже за счет меньшего количества речного стока). Зона субдукции отстоит от берега в среднем на 100–130 км (70–75 км – средняя ширина шельфов и 55–60 км – средняя ширина желобов).

Время подхода к области терригенной седиментации (~1000 км от палеоконтинента) для Горбушинского и Эрдагоуского участков по данным [3, 5] 155–154 и 143–142 млн лет соответственно (разница ~12 млн лет). К зоне субдукции Горбушинский участок подошел 149–148 млн лет. Расстояние в 870–900 км (1000 км минус 100–130 км – ширина шельфа плюс желоб) он прошел за 6 млн лет. Значит, скорость перемещения океанической плиты в период с начала среднего киммериджа по начало позднего титона была 14,5–15 см/год. Эрдагоуский участок, подошедший к зоне терригенной седиментации на 12 млн лет позже, при скорости дрейфа 15 см/год переместился на 1800 км. То есть на начало среднего киммериджа Эрдагоуский участок отстоял от Горбушинского на 1800 км, а от зоны субдукции на 2670–2700 км.

Со среднего оксфорда по начало среднего киммериджа, согласно [19], Эрдагоуский участок перемещался со скоростью 20 см/год. Следовательно, за 7 млн лет он приблизился к Палеоазиатскому континенту еще на 1400 км. Таким образом, на начало среднего оксфорда Эрдагоуский участок, располагавшийся уже в околосрединговой зоне (излияния базальтов сменились устойчивым кремненакоплением), отстоял от зоны субдукции на 4070–4100 км. Однако, расчеты, выполненные по кремневым породам юрской призм, показывают, что на начало юры спрединговый хребет, продуцирующий Палеотихоокеанскую плиту, отстоял от зоны субдукции не менее чем на 6500 км [21]. Значит, в течение ранней и средней юры спрединговая система Палеотихоокеанской плиты была перемещена на ~2400 км, что должно быть чем-то обусловлено. Причина тому – зарождение и последующее разрастание Тихоокеанской плиты. Время ее рождения определено как 175 млн лет на основе данных радиометрического и микрофаунистического изучения керна скважины 801C ODP [22]. Причиной рождения предполагают миграцию точки тройного сочленения спрединговых хребтов, разделявших плиты Изанаги (Палеотихоокеанская), Фараллон и Феникс [23] и возникновение новой системы рифтов (рис. 5, а). По мере разрастания Тихоокеанской плиты, отчлененные фрагменты прежней спрединговой системы отодвигались и перемещались в направлениях перпендикулярных осям новых рифтовых зон (рис. 5, б). Перемещение Эрдагоуского участка в составе отчлененного фрагмента досреднеюрской спрединговой системы Палеопацифики на расстояние ~2400 км заняло

порядка 11–12 млн лет, т.е. скорость движения океанической плиты с конца тоара по ранний оксфорд составляла 21–22 см/год.

Данные по скоростям движения Палеотихоокеанской плиты показывают, что северная ее часть, фрагменты которой слагают юрскую аккреционную призму Сихотэ-Алиня, перемещалась с постоянно увеличивающейся скоростью – 12–13 см/год в ранней юре, 14–15 в аалене – начале байоса, 20–21 в байосе, 21–22 в бат-оксфорде [21]. Напротив, для ее южной части, фрагменты которой слагают позднеюрско-раннемеловую призму Сихотэ-Алиня и Японии, скорость движения постепенно уменьшалась – 21–22 см/год в аалене – раннем оксфорде, 20 – в среднем оксфорде – раннем киммеридже, 15 – в среднем киммеридже – позднем титоне. Такая динамика движения Палеотихоокеанской плиты, связанная с изменением скоростей в разных частях спрединговой системы, неизбежно должна была изменить взаимную ориентировку контура континента и оси зоны спрединга. Подтверждением служит южная часть Атлантики (рис. 6), раскрытие которой реконструировано по полосовым магнитным аномалиям [24]. Контур Южно-Американского континента и ось срединно-атлантического хребта, параллельные на начальном этапе раскрытия Южной Атлантики, за счет большей скорости спрединга в южной части (это видно по ширине магнитных аномалий) изменили ориентировку на 30° к настоящему времени. Очевидно, что величина угла разворота контура континента относительно оси спрединга зависит не только от времени, но и от скорости спрединга. Раскрытие южной Атлантики осуществляется на протяжении 139 млн лет, а ширина ее на широте г. Кейпта-

ун составляет 5500–5700 км. То есть средняя скорость спрединга в южной части Южно-Атлантического хребта составляла 4 см/год. Скорость спрединга в Палеоокеанике в пять раз превышала среднюю скорость раскрытия южной Атлантики. Следовательно, времени для разворота контура континента и оси спредингового хребта на те же 30°, при скорости, превышающей в 5 раз, должно потребоваться в 5 раз меньше.

Изменение скоростей перемещения Палеотихоокеанской плиты, т.е. уменьшение для ее южной части и увеличение для северной, фиксируется с конца тоара – начала аалена (175 млн лет – формирование новой рифтовой системы и рождение Тихоокеанской плиты). Смена геодинамического режима на Палеоазиатской окраине – 146–147 млн лет. Значит, период времени для разворота контура континента и оси спредингового хребта, продуцирующего Тихоокеанскую плиту и двигавшего Палеотихоокеанскую, составляет 28–29 млн лет. А это практически, в 5 раз меньше, чем время, затраченное на раскрытие Южной Атлантики.

Таким образом, можно заключить, что в период с аалена по конец титона контур Палеоазиатского континента и ось спредингового хребта, определявшего вектор движения Тихоокеанской и Палеотихоокеанской плит, развернулись на 30° и сориентировались близ перпендикулярно. Это явилось причиной смены геодинамического режима, так как упомянутые плиты стали перемещаться параллельно Палеоазиатскому континенту и лишь вдоль части его южной окраины, в силу ее ортогональной ориентировки по отношению к новому направлению движения океанических плит (рис. 5, в), продолжался режим субдукции.

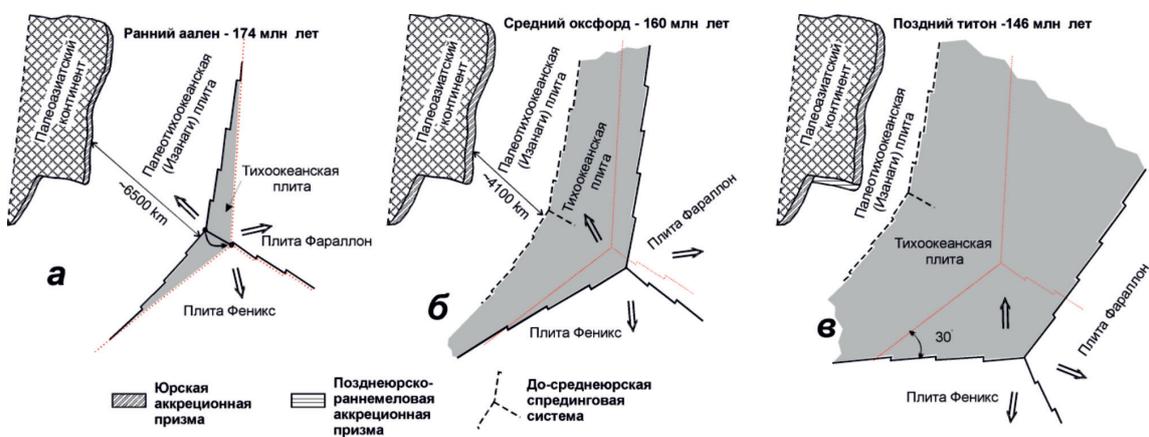


Рис. 5. Возникновение Тихоокеанской рифтовой системы и изменение ее ориентировки относительно Палеоазиатского континента в средне-позднеюрское время

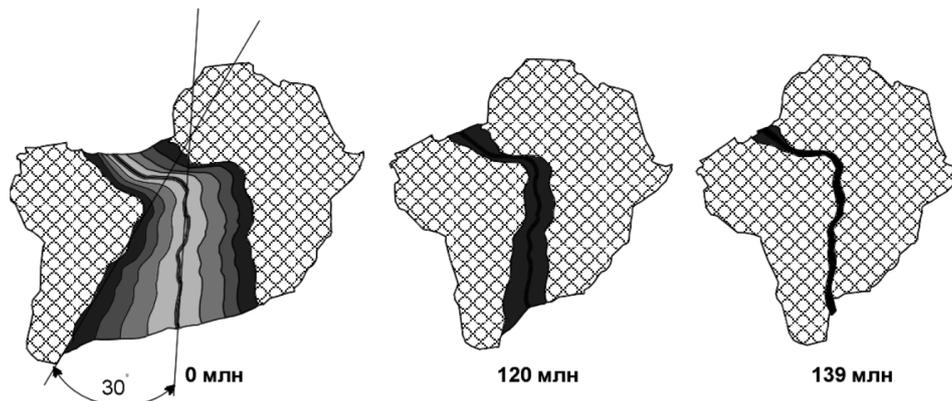


Рис. 6. Раскрытие Южной Атлантики на основе данных по линейным магнитным аномалиям

### Заключение

Результаты геохимического изучения кремневых пород из разновозрастных тектоно-стратиграфических комплексов Таухинского террейна показали, что накопление их осуществлялось в последовательно сменяющихся друг друга фациальных зонах океана. Процесс накопления кремневых осадков начинался в прилегающей к спрединговой хребту зоне, затем продолжался в пределах абиссальной равнины, а завершился в краевой части палеоокеана, примыкавшей к приконтинентальной области седиментации, где он постепенно сменялся накоплением гемипелагических и, далее, терригенных осадков.

На основе геохимического и литолого-биостратиграфического изучения кремневых пород Таухинского террейна рассчитаны скорости перемещения Палеотихоокеанской плиты в юрское время. В период с тоара по конец титона северная ее часть перемещалась с постоянно увеличивающейся скоростью (12–13 см/год в ранней юре, 14–15 в аалене – начале байоса, 20–21 в байосе, 21–22 см/год в батоксфордское время). Напротив, скорость движения южной ее части постепенно уменьшалась (22 см/год в байосе – раннем оксфорде, 20 в среднем оксфорде – раннем киммеридже, 15 см/год в среднем киммеридже – позднем титоне).

Разная скорость спрединга в разных частях спрединговой системы, эквивалентная скорости перемещения соответствующих частей океанической плиты (все возрастающая в северном ее сегменте на фоне уменьшающейся в южном), явилась причиной разворота контура Палеоазиатского

континента и оси спредингового хребта не менее чем на  $30^\circ$  и достижения ими близ ортогональной ориентировки. В этой связи, направление движения океанической плиты к концу титонского века стало параллельным континентальной окраине Палеоазиатского континента. Смена направления движения океанической плиты на рубеже юры и мела предопределила смену геодинамической обстановки на Палеоазиатской восточной окраине, превратив ее из конвергентной окраины в трансформную окраину.

*Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ-ГФЕИ № 19-55-53008.*

### Список литературы / References

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the East of Russia / Ed. A.I. Khanchuk. Vladivostok: Dal'nauka, 2006. Book 1. 572 p. (in Russian).
3. The Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics and Models. Ed. A. Kröner. Stuttgart: Borntraeger Science Publisher, 2015. 313 p.
4. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin. *Journal of Geodynamics*. 2016. vol. 102. P. 202–230. DOI: 10.1016/j.jog.2016.10.002.
5. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Bulletin of the Geological Society of America*. 1985. no 206. P. 1–59.
6. Kemkin I.V., Taketani Y. Structure and age of lower structural unit of the Taukha terrane of Late Jurassic – Early Cretaceous accretionary prism, Southern Sikhote-Alin. *Island Arc*. 2008. vol. 17. no 4. P. 517–530.
7. Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A. et al. North American Shale Composite, its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. vol. 48. P. 2469–2482.
8. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*. 1994. vol. 90. P. 213–232.

8. Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Ruth III G.P. Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*. 1990. vol. 18. P. 268–272.
9. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
10. Thassanapak H., Udchachon M., Chonglakmani C. Geochemistry of Middle Triassic Radiolarian Cherts from Northern Thailand: Implication for Depositional Environment. *Journal of Earth Science*. 2011. vol. 22. no 6. P. 688–703. DOI: 10.1007/s12583-011-0220-7.
11. Garbán G., Martínez M., Márquez G., Rey O., Escobar M., Esquinas N. Geochemical signatures of bedded cherts of the upper La Luna Formation in Táchira State, western Venezuela: Assessing material provenance and paleodepositional setting. *Sedimentary Geology*. 2017. vol. 347. P. 130–147.
12. Thassanapak H., Udchachon M., Burrett C., Feng Q. Geochemistry of Radiolarian Cherts from a Late Devonian Continental Margin Basin, Loei Fold Belt, Indo-China Terrane. *Journal of Earth Science*. 2017. vol. 28. no. 1. P. 29–50. DOI: 10.1007/s12583-017-0738-4.
13. 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 Geologica Sinica*. 2011. vol. 85. no 4. P. 801–813.
14. Yu B., Dong H., Widom E., Chen J., Lin C. Geochemistry of basal Cambrian black shales and cherts from the Northern Tarim Basin, Northwest China: implications for depositional setting and tectonic history. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2009. vol. 34. P. 418–436.
15. Cole C., Jame R., Connelly D., Hathorne E. Rare earth elements as indicators of hydrothermal processes within the East Scotia subduction zone system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. vol. 140. P. 20–38. DOI 10.1016/j.gca.2014.05.018.
16. Eker C., Sipahi F., Kaygusuz A. Trace and rare earth elements as indicators of provenance and depositional environments of Lias cherts in Gumushane, NE Turkey. *Chemie der Erde—Geochemistry*. 2012. vol. 72. P. 167–177.
17. Ran B., Liu S., Jansa L., Sun W., Yang D., Ye Y., Wang S., Luo C., Zhang X., Zhang C. Origin of the Upper Ordovician-lower Silurian cherts of the Yangtze block, South China, and their palaeogeographic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. vol. 108. P. 1–17.
18. Hara H., Kurihara T., Kuroda J., Adachi Y., Kurita H., Wakita K., Hisada K-i., Charusiri P., Charoentitirat T., Chaodumrong P. Geological and Geochemical Aspects of a Devonian Siliceous Succession in Northern Thailand: Implications for the Opening of the Paleo-Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. vol. 297. no 2. P. 452–464. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.08.029.
19. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Геохимические свидетельства океанического происхождения кремней аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня // *Геохимия*. 2015. № 8. С. 706–719. DOI: 10.7868/S0016752515080026.
- Kemkin I.V., Kemkina R.A. Geochemical evidence of an oceanic provenance of cherts in accretionary complexes in the Sikhote Alin // *Geochemistry International*. 2015. № 8. P. 700–712.
20. Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 270 с.
- Lisitsyn A.P. Terrigenous sedimentation processes in the seas and oceans. M.: Nauka, 1991. 270 p. (in Russian).
21. Кемкин И.В., Ханчук А.И., Кемкина Р.А. Геохимические особенности кремней самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) и масштаб аккрецированной палеоокеанической плиты // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 2. С. 143–157.
- Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Geochemical features of the Samarka terrane cherts (Sikhote-Alin) and the scale of the accreted paleo-oceanic plate // *Geology and Geophysics*. 2018. vol. 59. № 2. P. 143–157 (in Russian).
22. Bartolini A., Larson R.L. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. *Geology*. 2001. vol. 29. no 8. P. 735–738.
23. Boschman L.M., van Hinsbergen D.J.J. On the enigmatic birth of the Pacific Plate within the Panthalassa Ocean. *Science Advances (American Association for the Advancement of Science)*. 2016. vol. 2. no 7. P. 1–6. DOI: 10.1126/sciadv.1600022.
24. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*. 2012. vol. 113. P. 212–270. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002.