



LATE CRETACEOUS-CENOZOIC SEDIMENTS OF THE BAIKAL RIFT BASIN AND CHANGING NATURAL CONDITIONS

V. D. Mats¹, T. K. Lomonosova², G. A. Vorobjeva³, E. G. Vologina²

¹20101, Karmiel, Shaar Hagai str., Ap. 10. 13, Israel

²Institute of the Earth's crust SB RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia

³Irkutsk State University, 664003, Irkutsk, Karl Marx street, 2, Russia

Abstract: The late Cretaceous-Cenozoic sediments of fossil soils and weathering crusts of the Baikal rift have been subject to long-term studies. Based on our research results, it is possible to distinguish the following litho-stratigraphic complexes which are related to particular stages of the rift development: the late Cretaceous-early Oligocene (crypto-rift Arheo-baikalian), the late Oligocene-early Pliocene (ecto-rift early orogenic Pra-baikalian), and the late Pliocene-Quaternary (ecto-rift late orogenic Pra-baikalian – Baikalian) complexes. Changes of weathering modes (Cretaceous-quarter), soil formation (Miocene-quarter) and differences of precipitation by vertical and lateral stratigraphy are analysed with regard to specific features of climate, tectonics and facial conditions of sedimentation. Tectonic phases are defined in the Cenozoic period of the Pribaikalie.

Keywords: Baikal rift basin, sedimentary layer, weathering crust, fossil soil, tectonics, climate.

Recommended by D.P. Gladkochub 29 October 2009

Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobjeva G.A., Vologina E.G. Late cretaceous-cenozoic sediments of the Baikal rift basin and changing natural conditions // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 1. P. 75–86.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ–КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С МЕНЯЮЩИМИСЯ ПРИРОДНЫМИ ОБСТАНОВКАМИ

В. Д. Мац¹, Т. К. Ломоносова², Г. А. Воробьева³, Е. Г. Вологина²

¹20101, Кармиель, ул. Шаар Хагай, д. 13, кв. 10, Израиль

²Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 2, Россия

Аннотация: Подведены итоги многолетних исследований позднемиловых–кайнозойских отложений, палеопочв и кор выветривания Байкальского рифта. Они расчленены на позднемиловую–раннеолигоценую (крипторифтовый – Археобайкальский), позднеолигоценую–раннеплиоценовую (экторифтовый раннеорогенный – Прабайкальский) и позднеплиоценовую–четвертичную (экторифтовый позднеорогенный Палеобайкальский – Байкальский) лито-стратиграфические комплексы, связанные с отдельными этапами геологического развития рифта. Прослежены изменения характера выветривания (мел–квартер), почвообразования (миоцен–квартер) и различия осадков по стратиграфической вертикали и латерали, определяемые особенностями климата, тектоники и фациальных условий осадконакопления. Выявлены тектонические фазы в кайнозое Прибайкалья – Тункинская

(27–25 млн), Северобайкальская (10 млн), Ольхонская (4–3 млн), Приморская (1.2–0.8 млн), Тыйская (0.15–0.12 млн лет).

Ключевые слова: Байкальская рифтовая впадина, осадочная толща, кора выветривания, палеопочва, тектоника, климат.

ВВЕДЕНИЕ

Байкальская рифтовая впадина (БВ) выполнена позднемеловой–кайнозойской толщей, которая представлена на дне оз. Байкал (до 7–8 км мощности в Южно-Среднебайкальской впадине и до 3.0–4.5 км в Северо-Байкальской) [Хатчинсон и др., 1993] и на прилегающей суше, главным образом в области инверсионно поднятых участков бывшего дна озера и на промежуточных ступенях. Осадочная толща Байкальского рифта (БР; под БР понимается совокупность внутривпадинных образований и ее горного окружения) расчленена на позднемеловой–раннеолигоценовый (крипторифтовый – Археобайкальский), позднеолигоценовый–раннеплиоценовый (экторифтовый раннеорогенный – Прабайкальский) и позднеплиоценовый–четвертичный (экторифтовый позднеорогенный – Палеобайкальский и Байкальский) лито-стратиграфические комплексы. В состав комплексов входят коры выветривания (КВ), осадочные отложения и палеопочвы. В экторифтовом комплексе выделены образования, соответствующие ранне- и позднеорогенной стадиям и подстадиям эволюции БР, зонам различной тектонической активности, а также фаціальным типам осадков [Мац и др., 2001].

Основным объектом исследований были отложения, распространенные на окружающей Байкал суше. Мы опирались на пионерные исследования Н.А. Флоренсова и Н.А. Логачева, которые олигоцен–четвертичную толщу впадин Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) расчленили на угленосную (впоследствии танхойскую), охристую (впоследствии анососкую) свиты, красноцветную формацию, манзурский аллювий и четвертичные отложения [Логачев, 1974]. При этом был внесен ряд существенных уточнений и изменений в стратификацию кайнозойского покрова и понимание условий осадконакопления. В итоге разработана детальная стратиграфическая схема кайнозоя БР, скоррелированная со стандартной шкалой [Мац и др., 2001].

Выявленные закономерности изменений характера отложений БР позволили на конкретном региональном материале установить зависимость их состава от эволюции главных природных факторов: климата, тектоники и фаціальных условий осадконакопления. В дочетвертичной части разреза на авторских материалах рассмотрены отложения сухопутной части региона. При характеристике более молодых отложений частично использованы опубликованные данные глубоководного бурения и опробования грунтовыми трубками донной толщи Байкала [Грачев и др., 1997; Кузьмин и др., 2001; Безрукова и др., 2004; и мн. др.].

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–РАННЕОЛИГОЦЕНОВЫЙ КОМПЛЕКС, АРХЕОБАЙКАЛ

Достоверно датированные позднемеловые и палеоцен–раннеолигоценовые отложения известны в Предбайкальском предгорном прогибе (ППП) (рис. 1). Здесь установлены домаастритская и позднепалеоценовая–эоценовая КВ и коррелятные осадочные толщи, на которых развита позднеолигоценовая–миоценовая КВ, в свою очередь перекрытая позднеолигоценовыми–раннеплиоценовыми отложениями [Павлов и др., 1976; Mats et al., 2004]. В БР все послепюрские допозднеолигоценовые осадки отнесены к позднемеловому–раннеолигоценовому комплексу. Это датирование обосновано лито-стратиграфической корреляцией с разрезами ППП и единичными находками окаменелостей [Покатилов, Николаев, 1986].

Позднемеловой–раннеолигоценовый комплекс представлен линейно-площадной КВ каолинового и каолиново-латеритного типов и коррелятными отложениями, пространственно и генетически связанными с реликтами мел-палеогеновой поверхности выравнивания. КВ развита на породах фундамента и отложениях юры. Реликты площадной КВ имеют мощность до 20–30 м, линейные зоны достигают глубины 100–150 м, следы гипергенных изменений пород в виде инфильтрационно-метасоматических выделений алуниг-гипсцит-галлуазитового состава прослежены до 300–400 м, их возраст по данным изотопного анализа – 36–40 млн лет [Домбровская и др., 1984]. В ППП выделены позднемеловая и палеоцен–эоценовая эпохи выветривания. Позднемеловая КВ каолинового типа, палеоцен–эоценовая – латеритная с каолинит-гипсцитовым профилем [Павлов и др., 1976].

Коррелятные отложения, имеющие в сухопутной части БР мощность до 100 м, выполняют впадины, древние речные долины, покрывают реликты склонов и водоразделов и представлены белыми и красноцветными озерными, делювиально-пролювиальными глинами, озерными и аллювиальными песками и галечниками.

Для отложений этого уровня характерны: существенно каолиновый, изредка каолинит-гидрослюдистый состав глин, иногда содержащих примесь минералов свободного глинозема (гипсцит, алуниг), бокситы, железомарганцевые стяжения; обогащенность глин оксидами Mn и Fe, вплоть до образования озерно-болотных и инфильтрационно-метасоматических Fe-Mn руд; континентальные остаточнометасоматические и озерные фосфориты; существенно кварцевый состав галечного и песчано-алевритового материала. В составе легкой и тяжелой

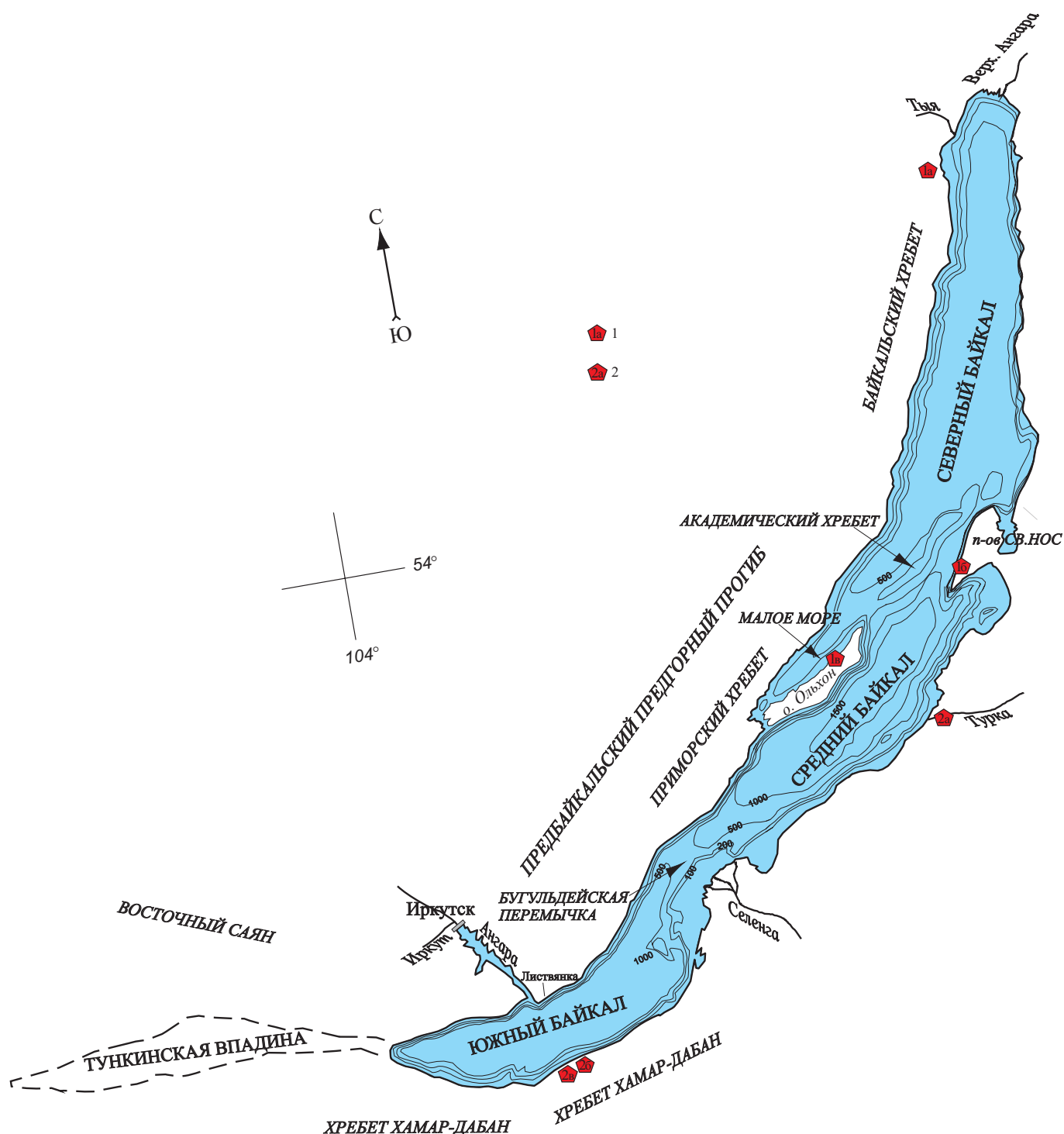


Рис. 1. Схема районирования типов стратиграфических разрезов.

1 – разрезы северного типа: 1а – Горемыко-Тыйский район, 1б – Святоносский район, 1в – Ольхонский район; 2 – разрезы южного типа: 2а – разрезы (N_2-Q) впадин-сателлитов (Туркинская и др.), 2б – Танхойский район, 2в – Осиновский район.

Fig. 1. Zonation scheme of stratigraphic cross-sections.

1 – north-type cross-sections: 1a – Goremyko-Tyiskiy region, 1b – Svyatoi Nos region, 1v – Olkhon region; 2 – south-type cross-sections: 2a – cross-sections (N_2-Q) of satellite valleys (Turka and others), 2b – Tankhoi region, 2v – Osinovskiy region.

песчано-алевритовых фракций пород преобладают минералы, устойчивые к выветриванию (табл. 1). Своеобразен химический состав пород (табл. 2, 3). Характерны высокие значения коэффициента зре-

лости (Al_2O_3/N_2O), составляющие 98–73, и степени окисленности (Fe_2O_3/FeO) – 33–22, ничтожно малые содержания щелочных и щелочно-земельных элементов. По составу отложения кардинально отли-

Т а б л и ц а 1. Минеральный состав кайнозойских отложений Байкальской впадины (среднестатистические данные, %)
 T a b l e 1. Mineral composition of the Cenozoic deposits of the Baikal basin (average data, %)

Отложения / минералы	q	p	Kshp	m	e	a	pr
Поздний мел – палеоген							
Глина (25)*	69	1	12	20	1	1	0.1
Поздний олигоцен – ранний миоцен							
Глина крупного озера (59)	50	18	20	10	20	10	0
Пески крупного озера (20)	23	8	2	66	5	1	0.3
Миоценовая глина малого озера (Ольхонский блок) (7)	86	3	11	0	14	2	0.4
Позднемиоценовая–раннеплиоценовая глина (Ольхонский блок). В том числе:							
а) субаэральные отложения (30)	41	45	10	3	10	31	4
б) глина малого озера (29)	65	19	13	2	12	13	2
в) глина крупного озера (20)	50	9	15	26	9	4	1
Поздний плиоцен – эоплейстоцен							
Позднеплиоценовая делювиальная глина (Ольхонский блок). В том числе:							
а) харанцинская свита, нижняя часть разреза (12)	75	7	15	1	6	23	4
б) харанцинская свита, верхняя часть разреза (9)	79	3	16	2	17	34	9
Глины, супеси, суглинки. В том числе:							
а) раннеэоплейстоценовые (15)	62	6	28	3	43	18	1
б) позднеэоплейстоценовые–раннеплейстоценовые (15)	75	7	17	2	26	38	4
Квартер							
Четвертичные пески (167)	49	5	31	9	14	45	11
Делювиально-пролювиальные отложения							
В том числе:							
а) среднеплейстоценовые (8)	49	18	18	14	19	31	3
б) позднеплейстоценовые (28)	42	10	37	11	15	47	10
Позднеплейстоценовые аллювиальные отложения (50)							
Позднеплейстоценовые флювиогляциальные отложения (12)	41	1	58	1	14	46	9
Позднеплейстоценовые морены (6)	42	5	7	2	12	31	14
Озерные отложения. В том числе:							
а) раннеплейстоценовые (12)	80	3	14	3	9	39	25
б) среднеплейстоценовые (34)	54	9	24	16	13	41	3
в) позднеплейстоценовые (20)	39	3	55	3	13	58	7
Позднеплейстоценовые–голоценовые глины, супеси, суглинки, турбидиты (10)	42	2	53	3	20	44	9

П р и м е ч а н и е. * – количество проанализированных проб; основные минералы легкой фракции: q – кварц, p – плагиоклазы, Ksh – калишпаты, m – слюды; основные минералы тяжелой фракции: e – эпидот, a – амфиболы, pr – пироксены; в глинах – минеральный состав легкой и тяжелой фракции песчано-алевритовой примеси.

N o t e. * – quantity of analysed samples; main light-fraction minerals: q – quartz, p – plagioclase, Ksh – K-feldspar, m – mica; main heavy-fraction minerals: e – epidote, a – amphibole, pr – piroxene; in clays – mineral content of light and heavy fractions of sand-aleurite substance.

чаются от более молодых.

ПОЗДНЕОЛИГОЦЕНОВЫЙ–РАННЕПЛИОЦЕНОВЫЙ КОМПЛЕКС, ПРАБАЙКАЛ

На КВ и отложениях позднего мела – палеогена, а чаще на породах фундамента в БВ и ППП залегает позднеолигоценовый–раннеплиоценовый комплекс, включающий КВ каолинового и монтмориллонитового типов и осадочные толщи. От нижележащих отложений он отделен перерывом и несогласием, обусловленными Тункинской фазой тектогенеза (27–25 млн л.) [Мац и др., 2001].

Позднеолигоценовые–миоценовые КВ известны в ППП [Павлов и др., 1976], на южном побережье Байкала и на п-ове Святой Нос [Мазилев и др., 1972; Мац и др., 2001] и в оз. Байкал на подводном Академическом хребте [Зоненшайн и др., 1995], в Северном Прибайкалье [Риндзюнская, 1977]. В Восточных Саянах КВ разделяют потоки миоценовых базальтов, в разной степени измененных процессами разновозрастного гипергенеза, позднеплиоценовые–четвертичные базальты не затронуты химическим выветриванием [Рассказов, 1993].

Со второй половины миоцена формировались красноцветные палеопочвы и КВ с полимиктовым составом глинистых минералов и интенсивной карбонатизацией.

Коррелятные осадочные толщи обнажены в краевых зонах бассейна седиментации, вскрыты рядом буровых скважин в береговой зоне и на промежуточных ступенях, во внутренних частях Байкала, изучены при подводных геологических исследованиях с помощью подводного аппарата «Пайсис» и при глубоководном бурении [Зоненшайн и др., 1995; Бухаров, Фиалков, 1996; Кузьмин и др., 2001].

В естественных выходах на суше выделены южный (танхойский), северный (сасинский или ольхонский) типы разрезов осадков озер и ольхонские субаэральные отложения (рис. 2).

Разрезы южного типа (рис. 1, 2) распространены на Хамар-Дабанском побережье Байкала (танхойская и осиновская свиты), где они слагают непрерывное поле на прибрежной равнине, погружаются в сторону озера и смыкаются с донными осадками, составляя их краевую фацию.

Возраст отложений позднеолигоценовый–раннеплиоценовый. Разрез танхойской свиты охарактери-

Т а б л и ц а 2. Химический состав поздне меловых–кайнозойских отложений Байкальской впадины (среднестатистические данные, %)

T a b l e 2. Chemical composition of the Upper Cretaceous deposits of the Baikal basin (average data, %)

Оксиды / породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*	CO ₂
Поздний мел-палеоген										
Глины озерные и субаэральные (33)*	60.57	16.97	9.08	0.3	1.25	0.60	0.20	2.04	6.16	0.55
Поздний олигоцен – ранний плиоцен (Южнобайкальская впадина)										
Глины озерные (13)	53.67	17.16	4.47	2.29	1.87	1.41	1.69	2.42	8.90	3.45
Пески озерные (23)	66.25	15.95	4.45	1.07	1.38	1.37	2.12	2.58	3.51	-
Миоцен – ранний плиоцен (Ольхонский блок)										
Глины крупных озер (15)	62.78	16.88	7.53	0.20	1.28	1.21	0.36	1.18	7.33	0.36
Глины малых озер (35)	52.21	14.95	6.02	0.76	2.09	6.24	0.8	1.97	9.08	2.47
Пески крупных озер (6)	86.75	5.42	2.74	0.17	0.42	0.81	0.51	1.02	1.68	-
Глины субаэральные (41)	57.97	15.13	6.79	0.48	2.65	5.13	1.51	1.63	6.63	2.40
Поздний плиоцен (Ольхонский блок)										
Глины субаэральные.										
В том числе:										
а) харанцинская свита, нижняя часть разреза (17)	52.20	14.95	6.31	0.36	3.22	7.62	0.56	2.26	10.99	2.79
б) харанцинская свита, верхняя часть разреза (19)	58.22	13.87	5.87	0.68	2.13	6.85	1.06	1.79	8.52	1.98
Эоплейстоцен										
Суглинки (57)	67.55	12.56	3.94	0.75	1.55	3.36	1.58	2.60	4.04	0.99
Плейстоцен										
Глины, суглинки, в том числе глины донных отложений Байкала (49)										
Пески, турбидиты (36)	69.51	17.70	5.15	2.60	2.62	2.05	2.49	3.12	4.47	-
Голоцен										
Донные илы Байкала (25)										
Пески, турбидиты и алевроиты поверхностных слоев донных отложений Байкала (7)	64.30	15.20	2.64	1.89	2.04	3.20	3.27	2.68	3.53	-

П р и м е ч а н и е. * – количество проанализированных проб.

N o t e. * – quantity of analysed samples.

зован малакофауной, спорово-пыльцевыми комплексами, находками диатомей [Попова, 1981; Мазиллов и др., 1972; Черняева, 1990]. Мощность толщи до 1000–1500 м. Она представлена зеленоватыми озерными (Прабайкальскими) глинистыми алевролитами, алевролитами, аргиллитами, песками и маломощными пластами бурого угля. Мелко- и тонкозернистые озерные осадки (танхойская свита) по простираю замещаются песчано-галечными отложениями: конгломератами, гравийниками, песками речных фаций, прибрежного озерного мелководья и конусов выноса (осиновская свита). Осиновская свита слагает крупный асимметричный многостепенный мегаритм. В нижней части разреза ритмично чередуются конгломераты, песчаники, изредка встречаются тонкие прослои бурого угля. В кровле свиты залегает горизонт глинистых алевролитов. Танхойская и осиновская свиты перекрывают однотипную каолиновую КВ.

Область сноса для Танхойского бассейна служило тектонически активное Хамар-Дабанское поднятие, а осадконакопление приурочено к Южно- и Среднебайкальской рифтовым впадинам.

Для отложений характерны полимиктовый, олигомиктовый состав песчано-алевритовой фракции, высокие содержания минералов, не устойчивых к выветриванию (см. табл. 1). Карбонаты практически отсутствуют. В низах разреза в цементе песчано-алевритовых пород и в собственно глинах преобладает каолинит с примесью смектитов и гидрослюд, в верхах – гидрослюды, смектиты с примесью хло-

ритов и каолинита [Мазиллов и др., 1972; Мац и др., 2001; Mats et al., 2004]. Отмечается низкая степень окисленности осадков (2–4) и низкие значения коэффициента зрелости (10–7), повышенные содержания Na₂O и K₂O, преобладание магния над кальцием (табл. 2, 3).

Отложения осиновской и танхойской свит изменены предпозднеплиоценовым выветриванием [Мазиллов и др., 1972; Иметхенов, 1987; Мац и др., 2001].

Разрезы северного типа (рис. 1, 2) изучены на Ольхонском островном блоке (тектонически инертная глыба – внутреннее поднятие в БВ), на п-ове Святой Нос и на северо-западном побережье озера (Горемыко-Тыйская промежуточная ступень).

На о. Ольхон мощность миоцен-раннеплиоценовых отложений достигает 120–150 м. Нижняя часть разреза (тагайская свита) представлена известковистыми монтмориллонитовыми гипсоносными серо-зелеными глинами, песками малых (средних), бессточных и слабопроточных озер и болот раннего–среднего миоцена. Осадки содержат крупные скопления остатков ископаемых млекопитающих, земноводных, рыб, птиц, раковины моллюсков, створки диатомовых и представительные спорово-пыльцевые спектры – Тагайское местонахождение [Логачев и др., 1964; Вислобокова, 1990]. Аналогичные отложения известны на западном побережье Малого моря и на п-ове Святой Нос (южносвятоносская свита).

Верхняя часть разреза (сасинская свита) отде-

Т а б л и ц а 3. Петрохимические модули кайнозойских отложений Байкальского рифта (среднестатистические данные)

T a b l e 3. Petrochemical modules of the Cenozoic deposits of the Baikal basin (average data, %)

Отложения	K ₂ O: Na ₂ O	Al ₂ O ₃ : Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ : FeO	CaO: MgO	Al ₂ O ₃ : SiO ₂
Поздний мел – палеоген					
Глины озерные и субаэральные (33)*	10	85	30	0.48	0.28
Поздний олигоцен – ранний плиоцен (Южнобайкальская впадина)					
Глины озерные (13)	1.4	10	2	0.75	0.32
Пески озерные (23)	1.2	7.5	4.5	0.99	0.24
Миоцен – ранний плиоцен (Ольхонский блок)					
Глины крупных озер (15)	3.3	47	38	0.95	0.27
Пески крупных озер (6)	2	11	27.4	1.9	0.06
Глины малых озер (35)	2.5	19	8.6	2.99	0.29
Глины субаэральные (41)	1	10	16.9	1.9	0.26
Поздний плиоцен (Ольхонский блок)					
Глины субаэральные					
а) харанцинская свита, нижняя часть разреза (17)	4	27	21	2.37	0.29
б) харанцинская свита, верхняя часть разреза (19)	1.7	13	9.8	3.2	0.24
Эоплейстоцен					
Суглинки (57)	1.6	8	5.6	2.2	0.19
Плейстоцен					
Глины, суглинки, в том числе плотные глины донных отложений Байкала (49)	1.2	6.7	2	0.84	0.3
Пески, турбидиты (36)	1.25	7.1	2	0.78	0.25
Голоцен					
Донные илы Байкала (25)	0.96	6.2	1.8	0.9	0.26
Пески, турбидиты и алевриты поверхностных слоев донных отложений Байкала (7)	0.8	4.6	1.4	1.6	0.2

П р и м е ч а н и е. * – количество проанализированных проб.

N o t e.* – quantity of analysed samples.

лена перерывом, угловым и азимутальным несогласием и связана с трансгрессией крупного бассейна в Северобайкальскую впадину и ее центриклиналь – Маломорскую впадину. Тектонические движения, обусловившие ее, выделены в Маломорскую тектоническую фазу (около 10 млн л.). Позднемиоценовые–раннеплиоценовые «синие» глины и алевриты с железисто-марганцевыми конкрециями, стяжениями, а также пески и гравийники крупного Сасинского палеозера, соединявшегося проливом с бассейном Южно-Среднебайкальской впадины, выделены в сасинскую свиту [Мац и др., 2001]. По периферии Сасинского озера формировались лагунные глины и субаэральные красноцветы, в которых обнаружены остатки млекопитающих [Мац и др., 1982; Покатилов, 1985] и моллюсков [Попова, 1981] позднего миоцена – раннего плиоцена, а также диатомеи, остракоды [Черняева, 1990].

На северо-западе БВ (Горемыко-Тыйская промежуточная ступень) скважиной в интервале глубин 295–192 м вскрыты позднеолигоценые–плиоценовые отложения делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных фаций, субаэральные покровные суглинки и ископаемые почвы позднего неогена [Кульчицкий и др., 1993], по составу сходные с распространенными на о. Ольхон.

Позднемиоценовые–раннеплиоценовые осадки крупного озера (Сасинского) бескарбонатные, малых, средних озер (Тагайских) и лагун – обычно карбонатные, часто загипсованные. По минеральному и химическому составу сасинские отложения отличаются от близких по возрасту танхойских (табл. 1–3) олигомиктовым, иногда мономиктовым соста-

вом песчано-алевритовой фракции, более высокими значениями коэффициентов зрелости и окисленности, резким преобладанием калия над натрием. Своеобразны и ассоциации глинистых минералов в бассейнах разных типов. В отложениях Танхойского и Сасинского бассейнов основная роль принадлежит гидрослюдам, менее распространены каолинит и смектиты. В малых осолоненных озерах северного типа (Тагайских) существенна роль терригенных и гидрогенных смектитов и гидрослюды, в качестве примеси присутствует каолинит.

Ольхонские субаэральные позднемиоценовые–раннеплиоценовые отложения слагают нижний горизонт [Мац и др., 2001] красноцветной формации нижнего эоплейстоцена (теперь позднего миоцена – плиоцена) [Логачев и др., 1964]. В его составе выделены КВ, палеопочвы и продукты их ближнего переотложения. Возраст красноцветов установлен по многочисленным находкам ископаемых млекопитающих, моллюсков и др., а также по палеомагнитным данным. Остатки млекопитающих сопоставлены с фауной понта, туролия, русциния позднего миоцена – раннего плиоцена [Мац и др., 1982, 2001; Попова, 1981; Покатилов, 1985].

Неогеновая красноцветная КВ развита на кристаллических породах фундамента или на отложениях палеогена и неогена. От более древних красноцветных КВ отличается полиминеральным составом глин (смектиты, гидрослюды, железисто-магнезиальные хлориты, примесь каолинита) и наличием карбонатов. Роль каолинита значительно возрастает там, где источником сноса служила каолиновая КВ, отложения юры или палеогена. Отлична КВ и по

ложения, разделяющие и подстилающие палеопочвы в миоцен-плиоценовых разрезах, представлены в основном палево-желтым делювием, нередко переслоенным красноцветными педоседиментами. Делювиальные отложения плиоцена обычно карбонатны. Этот комплекс соответствует понятию *red clay*.

ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВЫЙ–ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ КОМПЛЕКС, ПАЛЕОБАЙКАЛ, БАЙКАЛ

Поздний плиоцен. Отделен перерывом и несогласием от подстилающих пород (Ольхонская фаза тектогенеза, 4–3 млн л.) и представлен разрезами двух типов – южным и северным.

Разрезы южного типа наиболее представительны на Хамар-Дабанском побережье Байкала (шанхаихинская свита) и известны в небольших впадинах-сателлитах, сопровождающих БВ на востоке, – песчано-валунно-галечные отложения мощностью несколько сотен метров [Иметхенов, 1987; Мац и др., 2001]. Нижележащие породы интенсивно выветрены. В основании разрезов залегают ритмично чередующиеся валунно-галечно-песчаные отложения, сменяющиеся затем песками. Шанхаихинская свита образует второй самостоятельный многостепенный асимметричный мегаритм в разрезе кайнозоя Южного Байкала.

Позднеплиоценовый возраст нижней части разреза установлен по остаткам мелких млекопитающих, которые сопоставимы с хапровским комплексом европейской части СССР [Адаменко и др., 1984]. Верхи, возможно, относятся к квартеру.

Разрезы северного типа изучены на о. Ольхон (рис. 2). Представлены делювиально-почвенными (педоседименты) глинами, мощностью до 12–15 м (харанцинская свита). Возраст отложений установлен по остаткам мелких млекопитающих аналога хапровского комплекса, моллюскам и по палеомагнитным данным [Мац и др., 1982; Покатилов, 1985].

Среди палеопочв позднего плиоцена снизу вверх по разрезу отмечены: темно-коричневые, серия коричневых и красновато-коричневых почв, криогенно-глеевые и серые лесные почвы. Таким образом, во второй половине позднего плиоцена субтропические коричневые почвы исчезают, их сменяют почвы холодного и умеренно холодного климата с сингенетичной криогенной деформацией, свидетельствующие о существовании в конце плиоцена многолетнемерзлых грунтов и климате холоднее современного [Воробьева и др., 1995].

Аналогичные отложения вскрыты скважиной на северо-западном побережье БВ на Горемыко-Тыйской промежуточной ступени [Кульчицкий и др., 1993].

Нижняя и верхняя части разрезов северного типа различаются по минеральному и химическому составу (табл. 1–3), что свидетельствует о смене характера выветривания и почвообразования со второй половины позднего плиоцена. Коэффициент зрелости меняется от 27 до 13, степень окисленности – от 21 до 10, резко возрастает содержание оксида натрия – от 0.56 до 1.06 %.

Квартер. Четкая плиоцен-четвертичная граница прослежена на о. Ольхон (рис. 2). Здесь существенно глинистые осадки плиоцена, содержащие остатки мелких млекопитающих аналогов хапровского фаунистического комплекса (средний виллафранк – верхний плиоцен), сменяются песчаными и лессовидными отложениями с ископаемыми фрагментами мелких млекопитающих аналогов одесского комплекса: верхний виллафранк – эоплейстоцен [Покатилов, 1985]. Менее отчетливо плиоцен-четвертичная граница выражена в разрезах южного типа, где она предположительно проведена внутри песков верхней части разреза шанхаихинской свиты.

В составе квартера – КВ и осадочные толщи. Мощность предчетвертичных выветрелых профилей колеблется от первых десятков сантиметров до 10–12 м. Сохранившиеся реликты КВ представлены дресвяным структурным элювием (рис. 2), переходящим в бесструктурный, при этом химический и минеральный состав пород практически не изменялся. Такие профили КВ отмечены на притоках Южного Байкала в районе г. Байкальска [Мац и др., 2001]. КВ этого типа была одним из главных факторов, определивших широкое распространение четвертичных песчаных толщ в Байкальской горной области и в БВ.

Плейстоценовая КВ формировалась в гляциалы (примитивно-криогенная) и в межледниковья (слаборазвитая). Примитивно-криогенная КВ в горах представлена щебенчато-глыбовым элювием. Разнообразие осадков эоплейстоцена и плейстоцена определяется расчлененным рельефом, разнообразными условиями осадконакопления и существенными климатическими флуктуациями (межледниковья – ледниковья).

В разрезе квартера внеледниковой зоны выделена полигенетическая и полихронная песчаная толща – нюрганская, кривояровская, белояровская и другие свиты эоплейстоценового–среднеплейстоценового (местами и верхнеплейстоценового) возраста и верхнеплейстоценовые грубообломочные отложения. В качестве местных фаций можно отметить почвенно-лессовую серию эоплейстоцена на о-ве Ольхон, террасовые отложения Байкала и комплекс склоновых отложений. В зонах, подвергавшихся оледенениям, распространены комплексы морен и флювиогляциальные отложения (рис. 2, северобайкальский вариант разреза), которые периодически встречаются по всему разрезу четвертичной системы. В ряде разрезов на Северном Байкале видно взаимопроникновение озерных отложений байкальских террас и ледниковых отложений, а также айсберговые фации [Мац и др., 2001].

Эоплейстоценовые почвенно-лессовые и суглинисто-супесчаные отложения – полимиктовые, реже олигомиктовые, с незначительным преобладанием кварца над полевыми шпатами. Плейстоцен-голоценовые осадки, включая ледниковые, аркозового состава, с устойчивым преобладанием полевых шпатов над кварцем, или полимиктовые (табл. 1). В составе глинистых минералов обычны хлорит, смешанослойные хлорит-монтмориллонит, гидрослюды.

Непрерывный разрез донных неоген-четвертичных отложений вскрыт скважинами, пробуренными в акватории озера по проекту «Байкал-бурение». Осадочная толща представлена чередованием песчано-алеврито-глинистых, алеврито-глинистых (в том числе диатомово-глинистых) илов и диатомитов, ледниковых глин и турбидитов. Ее детальная характеристика приведена в многочисленных публикациях [Кузьмин и др., 2001; и мн. др.].

ПРИРОДНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Комплексное изучение кайнозоя Байкальского региона позволило установить связь изменений вещественного состава отложений с климатическими и тектоническими флуктуациями и следующими за ними преобразованиями других компонентов природного комплекса. Следует отметить и такие характерные компоненты кайнозойской истории БРЗ, как базальтовый магматизм и низкотемпературный гидротермальный метасоматоз, а также выявленная в последние годы газонасыщенность осадков. Они контролировали направленность вторичного минералообразования в осадочных толщах и породах фундамента. Кайнозойские палеотермальные проявления известны на дне озера и в окружающем горном обрамлении, где они приурочены к восточной береговой зоне и к поднятым плечам рифта [Ломоносова, Кашик, 2000; Lomonosov, Lomonosova, 1997; Кашик и др., 1999].

Рассмотрим основные этапы развития косных элементов природы Байкальского региона.

Поздний мел – ранний олигоцен – крипторифтовый этап, Археобайкал

Поздний мел – ранний олигоцен – крипторифтовый этап включает предмаастрихт – ранний олигоцен (70–27 млн л.). Для тектонического режима этого этапа характерны вялые вертикальные движения, которые одновременно были свойственны огромным пространствам Евразии и отнесены к категории глобальных событий [King, 1967; Николаев, 1984; Цеховский и др., 1996]. В Южной и Средней впадинах Байкала происходило интенсивное раздвижение литосферы, сопровождавшееся формированием впадин рифта. За пределами впадин ослабление вертикальных движений привело к формированию пенеплена, за счет преобразования которого был сформирован современный морфоструктурный комплекс БР [Логачев, 1974]. Рельеф представлял невысокое, слабо расчлененное плато, которое существовало в течение 35–40 млн л. Его реликты сохранились и в Байкальском регионе. Тальвеги водотоков не прорезали плащ КВ, что определяет тесную связь состава КВ и коррелятных отложений.

Пространственное распределение литолого-генетических типов осадков было подчинено крупным морфоструктурным элементам БР, сохранившим наиболее общие черты до новейшего времени. В контуре низин будущей Байкальской впадины были распространены глинистые и песчано-мелкогалеч-

ные отложения сравнительно крупных озер рифта. Водоразделы, в частности водораздел Археоприморского хребта, были покрыты чехлом делювиальных глин, вдоль подножий водораздельных возвышенностей формировались ленты песчано-галечного аллювия и пятна озерных и озерно-делювиальных каолиновых глин небольших впадин.

Климат был влажный субтропический – тропический с оптимумом в эоцене. Это способствовало образованию каолиновой КВ предмаастрихта и латеритных профилей в палеоэоцене [Лавлов и др., 1976; Занин, 1975; Mats et al., 2004]. Выявленный в Предбайкалье оптимум коррелируется с кайнозойским глобальным максимумом температур в эоцене [Будыко, 1984; Сеницын, 1967; Ясаманов, 1982].

Вполне очевидно, что столь длительный отрезок байкальской истории не был однородным. Менялись климатические, тектонические и другие природные характеристики региона. Это нашло отражение в литологических особенностях отложений, а также в неоднородностях поверхности пенеплена, разделенной уступами склонов на ряд денудационных ступеней.

Поздний олигоцен – ранний плиоцен – экторифтовый этап, раннеорогенная стадия, Прабайкал

Поздний олигоцен – ранний плиоцен – экторифтовый этап охватывает временной интервал от 27 до 3.5 млн лет. От предшествующего этапа отделен Тункинской тектонической фазой [Мац и др., 2001]. В позднем олигоцене началось усиление вертикальных тектонических движений, которое сопровождалось дифференциацией рельефа, ростом поднятий и углублением впадин. Произошло образование крупных глубоководных (первые сотни метров) рифтовых озер во впадинах, ограниченных разломами, сохранившими свою активность до наших дней. Древний пенеплен подвергся начальному расчленению. В области Хамар-Дабанского плато установлены эрозионные врезы глубиной до 100–400 м.

В крупных пресноводных озерах накапливались бескарбонатные отложения, в малых бессточных и слабопроточных высокоминерализованных озерах – биогенно-хемогенные карбонатные и сульфатно-карбонатные осадки. Это обусловлено разной степенью влияния климата на водные массы крупных и малых водоемов.

Южный тип разреза связан с зоной высокой тектонической активности пра-Хамар-Дабана. В бассейне седиментации поступали продукты размыва неизмененных кристаллических пород, они быстро захоронивались в приглубом бассейне и сохраняли исходный полимиктовый состав.

Северный тип бассейна седиментации характерен для сравнительно стабильных Ольхонского блока и Котельниковско-Тыйской краевой ступени. Здесь в условиях резко выраженного автохтонного осадконакопления снос терригенного материала был обеспечен главным образом плоскостным смы-

вом, поэтому в бассейн седиментации поступали преимущественно продукты размыва КВ, что определяло олигомиктово-мономиктовый состав осадков.

В неогене на Ольхонском блоке, в связи с аридностью климата, широкое распространение получили карбонатсодержащие отложения, характерные для малых бессточных или слабопроточных озер, тогда как в крупных озерах Ольхонского блока, в Южной и Средней впадинах Байкала накапливались зеленоцветные бескарбонатные осадки.

В середине миоцена началась трансгрессия вод Южно- и Среднебайкальской впадин в Северобайкальскую, что позволяет выделить Северобайкальскую фазу тектогенеза, подразделяющую этап на два подэтапа.

Климат в позднем олигоцене был влажный субтропический со среднегодовыми температурами от +15 до +20 °С [Полова и др., 1989], на фоне постепенного похолодания шло снижение интенсивности химического выветривания. КВ каолинового и латеритного типов, характерные для предыдущего этапа, сменились КВ монтмориллонитового типа.

Со второй половины миоцена происходило последовательное снижение температуры и влажности климата [Белова, 1985]. Аридизация привела к формированию красноцветных КВ, палеопочв сухого субтропического климата средиземноморского типа, пестроцветных склоновых отложений, карбонатизации элювия и осадков [Воробьева и др. 1995].

Поздний плиоцен – квартал – экторифовый этап, позднеорогенная стадия, Палеобайкал, Байкал

Поздний плиоцен – квартал – экторифовый этап охватывает промежуток времени от 3.5 млн л. н. до современности, отделен от предшествующего этапа Ольхонской тектонической фазой. Двумя тектоническими фазами (Приморской и Тыйской) позднеорогенный этап разделен на ранний, средний и поздний подэтапы [Мац и др., 2001].

Ольхонская фаза (4–3 млн л. н.) привела к поднятиям плечей Байкальского рифта и внутририфтовых поднятий (Ольхонский и Святоносский блоки). Во внутренних частях впадин продолжались интенсивные опускания дна. Поднятия плечей рифта привели к формированию в береговой зоне грубообломочных отложений (шанхайхинская свита), которые образуют асимметричный тектоно-седиментационный ритм – валунно-галечные отложения в верхней части разреза сменяются песками. Это, по видимому, свидетельствует о значительной денудации поднятий к концу плиоцена – началу квартала. В глубь впадины грубообломочные отложения верхнего плиоцена сменяются пелагиальными осадками. Их разрезы вскрыты глубоководными скважинами.

Поднятия Ольхонского блока были умеренными. Здесь озерные отложения предшествующих стадий осадконакопления (сасинская свита) сменились мелкоземистыми субаэральными осадками (харанцинская свита), одновозрастными с грубообломоч-

ными отложениями береговой зоны БР. Сток вод озера осуществлялся в систему р. Лены.

Приморская фаза (1.2–0.8 млн л. н.) вновь усилила рост положительных морфоструктур и углубление впадин. В конечном итоге поднятия Приморского хребта, обусловленные этими движениями, привели к разрыву ленского направления стока вод Палеобайкала. Признаки тектонических движений Приморской фазы по данным глубоководного бурения установлены также в разрезе донных отложений Байкала по несогласию в залегании слоев. Оно обнаружено на глубине 190 м и датировано в 1.2 млн л. [Безрукова и др., 2004], что с высокой степенью точности подтвердило данные наземных наблюдений. Высота гор, окружавших БВ, и ее глубина (вероятно, порядка 1000 м) приблизились к современному величинам.

Тектонические процессы квартала привели к резкому расчленению исходной поверхности выравнивания и возрастанию потока грубообломочного материала в краевые зоны БВ. Денудация положительных структур в конце плиоцена – начале квартала сопровождалась накоплением аркозовых песков. Распространению песчаных толщ способствовал разрыв ленского направления стока вод Байкала и поднятие его уровня вследствие тектонического подпора [Мац и др., 2001]. Образовался новый канал стока в систему р. Енисей через р. Иркут. С этого момента рационально именовать бассейн Байкальского рифта Байкалом.

Тыйская фаза (0.15–0.12 млн л. н.) привела к новому оживлению денудационных процессов в позднем плейстоцене, что способствовало уничтожению реликтов исходной поверхности выравнивания (сохранились лишь ее фрагменты, главным образом ее базальной поверхности) и абсолютному господству грубообломочного материала в составе отложений верхнего плейстоцена в областях рифтовых поднятий и краевой зоне БВ. Во внутренних районах БВ накапливались глубоководные осадки [Кузьмин и др., 2001; и др.]. По-видимому, с Тыйской фазой связано образование субвертикальных тектонических уступов, которые зафиксированы при геологических исследованиях подводного Академического хребта, в районе Ливьянского залива и на склонах береговых поднятий. Окончательно сформировался современный тектонический рельеф, в том числе максимальные глубины Байкала (до 1637 м).

Перечисленные особенности отложений БВ в большой степени зависели от климатических флуктуаций. В начале позднего плиоцена произошло значительное похолодание, с которым ряд авторов [Кузьмин и др., 2001] связывают древнейшее (2.82–2.48 млн л.) оледенение гор Прибайкалья. Красно-коричневые делювиально-почвенные образования сменились красновато-коричневыми и бурыми. Но, несмотря на заметное похолодание, продолжалось формирование почвенно-делювиальных покровов, характерных для субтропического климата средиземноморского типа [Воробьева и др., 1995], что ставит под сомнение вывод о начале оледенений в Прибайкалье в это время.

Во второй половине позднего плиоцена (моложе инверсии Гаусс-Матуяма – 2.4 млн л. н., но древнее эпизода Харамильо – 1.8–1.9 млн л. н., а по хронологии глубоководного бурения – 1.75–1.45 млн л.) засушливый субтропический климат сменился умеренным, влажным, с фазами глубоких похолоданий. Красноцветные почвы сменились криогенно-глеевыми и серыми лесными [Воробьева и др., 1995]. Это привело к периодическим оледенениям, изменению типов выветривания и почвообразования. Прекратилось образование субтропических почв и красноцветных глинистых толщ. Их размыв и переотложение обусловили формирование своеобразных охристых отложений, характерных для позднего плиоцена. Следы этого, второго в плиоцене, похолодания запечатлены не только в общем изменении типов осадков, но и в прямых свидетельствах отрицательных среднегодовых температур в виде сингенетических криогенных деформаций в верхнеплиоценовых отложениях.

Предчетвертично-раннечетвертичная КВ при абсолютном преобладании в области сноса гранитоидов и некотором снижении энергии рельефа в конце плиоцена – начале квартала обусловила широкое распространение песчаных толщ в Байкальском рифте и в Саяно-Байкальской горно-складчатой области. Морозное выветривание в ледниковые эпохи, наряду с тектоническими процессами среднего-позднего плейстоцена и голоцена, привело к массовому образованию грубообломочных толщ.

Оледенения оказали глубочайшее влияние на процессы выветривания, почвообразования, химический и терригенный снос, состав осадков, характер седиментации, жизненные процессы в озере.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заложение Байкальского рифта и связанных с ним крупных озерных бассейнов началось в позднем мелу. В Южной и Средней впадинах условия осадконакопления, сходные с обстановкой, установившейся в позднеплиоценовое–четвертичное время (глубоководное пресное озеро рифтового типа), по-видимому, существовали уже в конце олигоцена.

За длительный период существования природа Байкальского региона претерпела кардинальные изменения всех своих косных и живых компонентов. Ландшафтно-климатические условия менялись от свойственных влажным тропикам – субтропикам к влажным, а затем сухим (средиземноморского типа) субтропикам, к условиям, свойственным умеренным и арктическим зонам; от ландшафтов приподнятых равнин (пенепленов) к слаборасчлененным поднятым плато и, наконец, к предельно контрастным альпийским высокогорьям; от областей с ослабленным ритмом вертикальных движений и преимущественной ролью горизонтального растяжения к областям с напряженным режимом вертикальных и горизонтальных тектонических движений. Преобразования климата и тектоники вызвали изменения всех прочих компонентов природной среды: геохимии ландшафтов, характера и степени процессов выветривания и почвообразования, химического и

терригенного стока, характера водных бассейнов и форм жизни в них и на окружающей суше. Наши представления о палеогеографических сценариях прошлого БР приведены в работе [Мац и др., 2001].

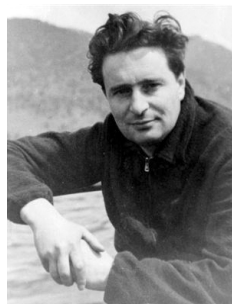
Геологическая история региона фазами тектогенеза расчленяется на ряд этапов и подэтапов. Крипторифтовый (Археобайкальский) этап отделен от экторифтового реннеорогенного (Прабайкальско-го) этапа Тункинской фазой. Она датирована 27–25 млн л. и близка Савской фазе канона Г. Штилле. Маломорской фазой (около 10 млн л.; близка Штиррийской фазе) раннеорогенный этап делится на ранний и поздний подэтапы. Позднеорогенный (Палеобайкальский и Байкальский) этап отделен Ольхонской фазой – 4–3 млн л. Она близка Ронской фазе Г. Штилле. Позднеорогенный этап Приморской (1.2–0.8 млн л.) и Тыйской (0.15–0.1 млн л.) тектоническими фазами подразделяется на три подэтапа. Приморская фаза близка Валахской, а Тыйская – Рисской тектоническим фазам канона Г. Штилле.

Таким образом, позднемиоценовые-кайнозойские отложения Байкальского рифта в сопоставлении с изменением природной среды свидетельствуют, на региональных данных, о зависимости состава осадков от всей совокупности природных факторов.

ЛИТЕРАТУРА

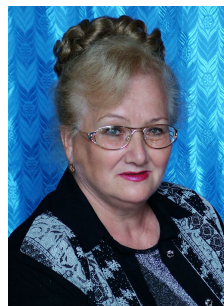
- Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А. и др. О возрасте молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны по фауне мелких млекопитающих // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 89–193.
- Безрукова Е., Бухаров А., Бычинский В., Вильямс Д. и др. Высокоразрешающая осадочная запись по ядру глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 2. – С. 63–193.
- Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – 160 с.
- Будыко М.И. Эволюция биосферы. – Л.: Гидрометиздат, 1984. – 388 с.
- Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала: Взгляд из «ПАЙСИС». – Новосибирск: Наука, 1996. – 112 с.
- Вислобокова И.А. О парнопалых нижнего миоцена бухты Тагай о. Ольхон (Байкал) // Палеонтологический журнал. – 1990. – № 2. – С. 134–138.
- Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К. Плиоцен-плейстоценовое почвообразование на Байкале // Геология и геофизика. – 1987. – № 9. – С. 20–28.
- Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К. Палеоклиматы позднего миоцена, плиоцена и эоплейстоцена Байкальского региона // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 38, № 8. – С. 82–96.
- Грачев М.А., Лихошвай Е.В., Воробьева С.С. и др. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 5. – С. 957–980.
- Домбровская Ж.В., Арагильянец А.А., Волков В.Н. О радиологическом возрасте эпигенетически измененных серицитизированных и алунитизированных пород байкальской серии Западного Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. – 1984. – № 3. – С. 69–73.
- Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. – Новосибирск: Наука, 1975. – 210 с.
- Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 46–58.
- Иметхенов А.Б. Позднекайнозойские отложения побережья оз. Байкал. – Новосибирск: Наука, 1987. – 150 с.

- Кашик А.С., Ломоносова Т.К., Мац В.Д. Гидротермальный турмалин в каолининовой коре выветривания в Западном Прибайкалье // Доклады АН. – 1999. – Т. 369, № 5. – С. 671–673.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т. и др. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1–2. – С. 8–34.
- Кульчицкий А.А., Кривоногов А.А., Мишарина Л.А. и др. Опорный разрез позднего кайнозоя Северного Байкала // Геология и геофизика. – 1993. – № 2. – С. 3–10.
- Логачев Н.А. Стратиграфия. Кайнозойская группа // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. – М.: Недра, 1974. – С. 258–281.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1964. – 196 с.
- Ломоносова Т.К., Кашик С.А. Эпигенез и глинистые минералы кайнозойских отложений Байкальской рифтовой зоны // Геохимические процессы и полезные ископаемые. – Вестник Гео ИГУ. Вып. 2. 2000. – С. 253–261.
- Мазлов В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. и др. Литология третичных отложений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. – М.: Наука, 1972. – 120 с.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М. и др. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. – Новосибирск: Наука, 1982. – 192 с.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.
- Николаев Н.И. Закономерности тектонических движений и осадконакопления в позднем кайнозое // Доклады 27-й сессии МГК. – М.: Наука, 1984. Т. 3. – С. 98–105.
- Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. и др. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1976. – 160 с.
- Покатилов А.Г. Геология и фауна позднекайнозойских отложений в Прибайкалье // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1985. – № 9. – С. 52–64.
- Покатилов А.Г., Николаев В.Г. Палеогеновые отложения Среднего Байкала // Доклады АН СССР. – 1986. – Т. 291, № 5. – С. 1203–1206.
- Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. – М.: Наука, 1981. – 185 с.
- Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П. и др. Палеолимнологические реконструкции: Байкальская рифтовая зона. – Новосибирск: Наука, 1989. – 111 с.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1993. – 287 с.
- Риндзюнская Н.М. Древние россыпи Северного Прибайкалья // Древние и погребенные россыпи СССР. – Киев: Наукова думка, 1977. – С. 2–90.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. – Л.: Наука, 1967. – 232 с.
- Хатчинсон Д.Р., Гольмшток А.Ю., Зоненшайн Л.П. и др. Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 10–11. – С. 25–36.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенеппленизации рельефа // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. – 1996. – Т. 71. Вып. 1. – С. 14–26; Вып. 3. – С. 31–41.
- Черняева Г.П. История озер по данным о диатомовой флоре // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. – Л.: Наука, 1990. – С. 213–217.
- Ясаманов Н.А. К вопросу о глобальных изменениях температурного режима земной поверхности в кайнозое // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1982. – № 10. – С. 106–110.
- King L.C. The morphology of the Earth. A study and synthesis of world scenery. – New-York: Hafner, 1967. – 560 p.
- Lomonosov I.S., Lomonosova T.K. Hydrothermal lithogenesis in the Baikal rift zone // IPPCCE Newsletter. – 1997. – № 10. – P. 31–39.
- Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobyova G.A., Granina L.Z. Upper Cretaceous – Cenozoic clay minerals of the Baikal region (Eastern Siberia) // Applied Clay Science. – 2004. – V. 24, № 3–4. – P. 327–336.



Мац Виктор Давыдович,
докт. геол.-мин. наук, пенсионер
Последнее место работы:
Лимнологический институт СО РАН
Домашний адрес: 20101, Израиль, г.
Кармиель, ул. Шаар Хагай, д.13, кв.10
e-mail: matsvic@netvision.net.il

Mats, Viktor D., Doctor of Geology and Mineralogy, retired from the Institute of Limnology, Siberian Branch of RAS.
Home address: Ap. 10, 13 Shaar Hagai street, Karmiel 20101, Israel
e-mail: matsvic@netvision.net.il



Воробьева Галина Александровна,
канд. биол. наук, доцент
Иркутский государственный
университет, биолого-почвенный
факультет
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 2;
e-mail: tengri@irk.ru

Vorobjeva, Galina A., Candidate of Biology, Associate Professor, Biology and Soil Department, Irkutsk State University.
2 Karl Marx street, Irkutsk 664003, Russia
e-mail: tengri@irk.ru



Ломоносова Тамара Константиновна,
канд. геол.-мин. наук, пенсионер.
Последнее место работы:
Институт земной коры СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.

Lomonosova, Tamara K., Candidate of Geology and Mineralogy, retired from the Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS.
128 Lermontov street, Institute of the Earth's Crust, Irkutsk 664033, Russia



Вологина Елена Геннадьевна,
канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
e-mail: vologina@crust.irk.ru

Vologina, Elena G., Candidate of Geology and Mineralogy, retired from the Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS.
128 Lermontov street, Institute of the Earth's Crust, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: vologina@crust.irk.ru