

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И КЛИМАТ

УДК 551.8:56.074.6

ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ОЗЕРА ДОЛИН РЕК ЧУЛЫМ И КАРГАТ
И ИХ РОЛЬ В ЭВОЛЮЦИИ БАСЕЙНА ОЗЕРА ЧАНЫ

С.К. Кривоногов^{1,2}, В.А. Гусев^{2,1}, Е.В. Пархомчук^{3,2}, С.В. Жилич^{1,4}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 5, Россия

⁴ Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 17, Россия

Реки Чулым и Каргат текут через цепи блюдцеобразных понижений, в настоящее время представляющих собой заболоченные займища или проточные озера. В прошлом они все были озерами, временно существовавшими в разные отрезки голоцена. Эти понижения аккумулировали значительную часть стока рек Чулым и Каргат и тем самым влияли на водный баланс оз. Чаны. Наши исследования расширяют историю этих понижений. Предложена модель заполнения их осадками. Вскрытые скважинами и шурфами озерные отложения датированы радиоуглеродным методом в 6.3—2.0 кал. тыс. л. н. Полученные данные объясняют длительное существование оз. Чаны как мелководного бассейна и повышение его уровня около 2 тыс. л. н.

Палеолимнология, палеогидрология, озера, голоцен, Западная Сибирь, бассейн оз. Чаны.

INTERMEDIATE LAKES OF THE CHULYM AND KARGAT RIVER VALLEYS
AND THEIR ROLE IN THE EVOLUTION OF THE BASIN OF LAKE CHANY

S.K. Krivonogov, V.A. Gusev, E.V. Parkhomchuk, and S.V. Zhilich

The Chulyum and Kargat rivers flow through chains of saucer-shaped depressions, which are swamp meadows or drainage lakes. In the past, all of them were lakes short-lived in different Holocene epochs. These depressions accumulated a significant amount of the Chulyum and Kargat runoff and thus influenced the water balance of Lake Chany. Our studies reconstruct the history of these depressions. A model describing their filling with sediments is proposed. The lacustrine sediments penetrated by boreholes and pits are dated by the radiocarbon method at 6.3–2.0 ka BP. The data obtained indicate the long existence of Lake Chany as a shallow water basin and rise in its level at ~2 kyr BP.

Paleolimnology, paleohydrology, lakes, Holocene, West Siberia, basin of Lake Chany

ВВЕДЕНИЕ

Озеро Чаны, расположенное в центре Барабинской степи южной части Западно-Сибирской равнины близ границы лесостепной и степной зон (рис. 1), является крупнейшим бессточным водоемом России, чей водосборный бассейн полностью находится на ее территории. Положение оз. Чаны между областями избыточного и недостаточного увлажнения определяет неравномерность его водного питания и значительные изменения его площади и объема (табл. 1). Площадь озера в 1971—2000 гг. составляла 1500 ± 200 км² [Савкин и др., 2006]. Водосборный бассейн формируют не имеющая постоянного поверхностного стока область вокруг озера площадью 6890 км² [Баева, 1979] или 4510 км² [Тархов, Тошаркова, 1980] и область питания р. Чулым и ее притоков (Каргат, Сума и др.) площадью 17900 км². Доля речного стока в питании озера составляет около 45 %, атмосферного 55 % [Савкин и др., 2006].

Изменения размеров, колебания уровня, оз. Чаны слабо изучены. Исторические сведения за XIX век собирались первыми исследователями Сибири [Шнитников, 1950]. А.В. Шнитников [1950]

Таблица 1. Основные морфометрические показатели оз. Чаны и Чановского водосборного бассейна

Параметр, ед. измерения	«Вода России» ^а	[Савкин и др., 2006], данные за 1971—2000 гг.
Длина, км	91	—
Ширина, км	88	—
Высота над уровнем моря, м	106	—
Средняя глубина, м	2	—
Максимальная глубина, м	6-10	—
Площадь озера, км ²	2000 (1400—3500)	1527 (1362—1740)
Площадь водосбора, км ²	23600	—
Площадь водосбора озера (без рек), км ²	—	4510 (6890)
Площадь водосбора рек Чулым и Каргат, км ²	—	17900
Объем озера, км ³	2.58	—
Объем притока рек Чулым и Каргат, км ³	0.44 (0.013—1.72)	0.43 (0.081—1.38)
Норма атмосферных осадков, мм	380	380
Объем атмосферных осадков, км ³	—	0.343—0.592
Испарение, мм	—	570.73
Испарение, км ³	—	0.872
Интервал изменения уровня, м	—	(+0.54)—(-0.24)
Доля атмосферного питания, %	—	53-55 (до 87)
Доля притока рек, %	44—47	45—47 (до 80)

^а <http://water-rf.ru/>

могли перехватывать часть стока, уменьшая поступление воды в озеро. Если эти промежуточные озера существовали ранее рубежа 2 тыс. л. н., то это могло бы объяснить позднее превращение оз. Чаны в крупный водоем [Гусев и др., 2016]. Цель нашего исследования — подтвердить или опровергнуть высказанную гипотезу результатами геолого-геоморфологического изучения понижений и радиоуглеродного датирования их отложений.

ГЕОГРАФИЯ И МОРФОЛОГИЯ ПОНИЖЕНИЙ

Топографические карты и космические снимки показали 17 озеровидных понижений в долинах рек Чулым, Каргат и Сума (рис. 3; табл. 2). Понижения имеют овальную форму и в настоящее время заняты тростниковыми займищами (урочищами) и рядами, а часть из них являются проточными озерами. Эти биотопы четко дифференцированы в пространстве: займища занимают среднюю часть речных долин,

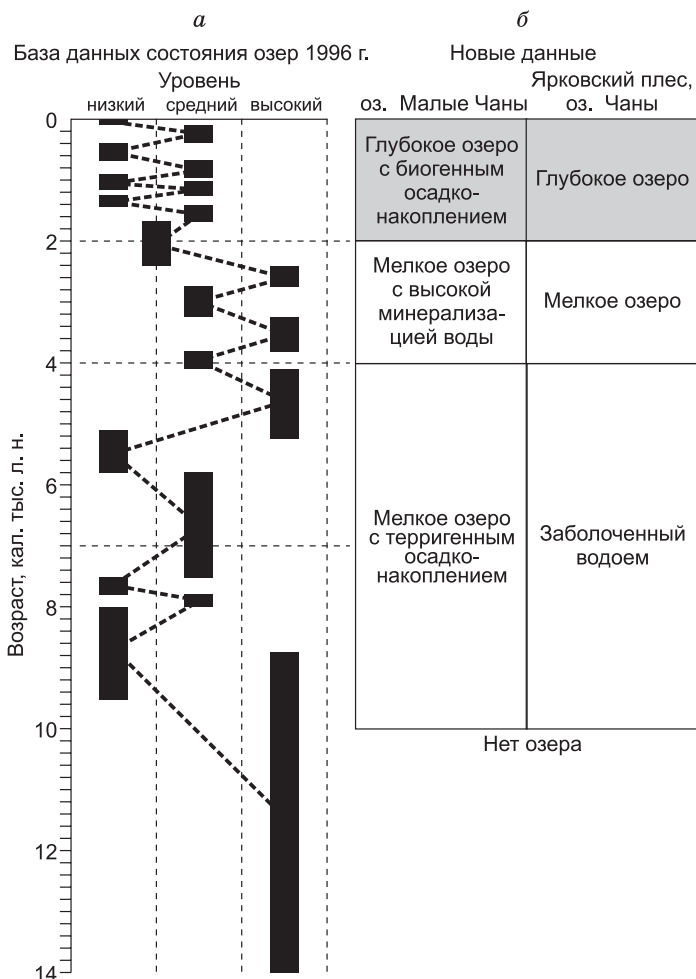


Рис. 2. Представления об изменениях уровня оз. Чаны, опубликованные в базе данных по состоянию озер бывшего Советского Союза и Монголии [Tarasov et al., 1996] (а) и авторов данной статьи (б).

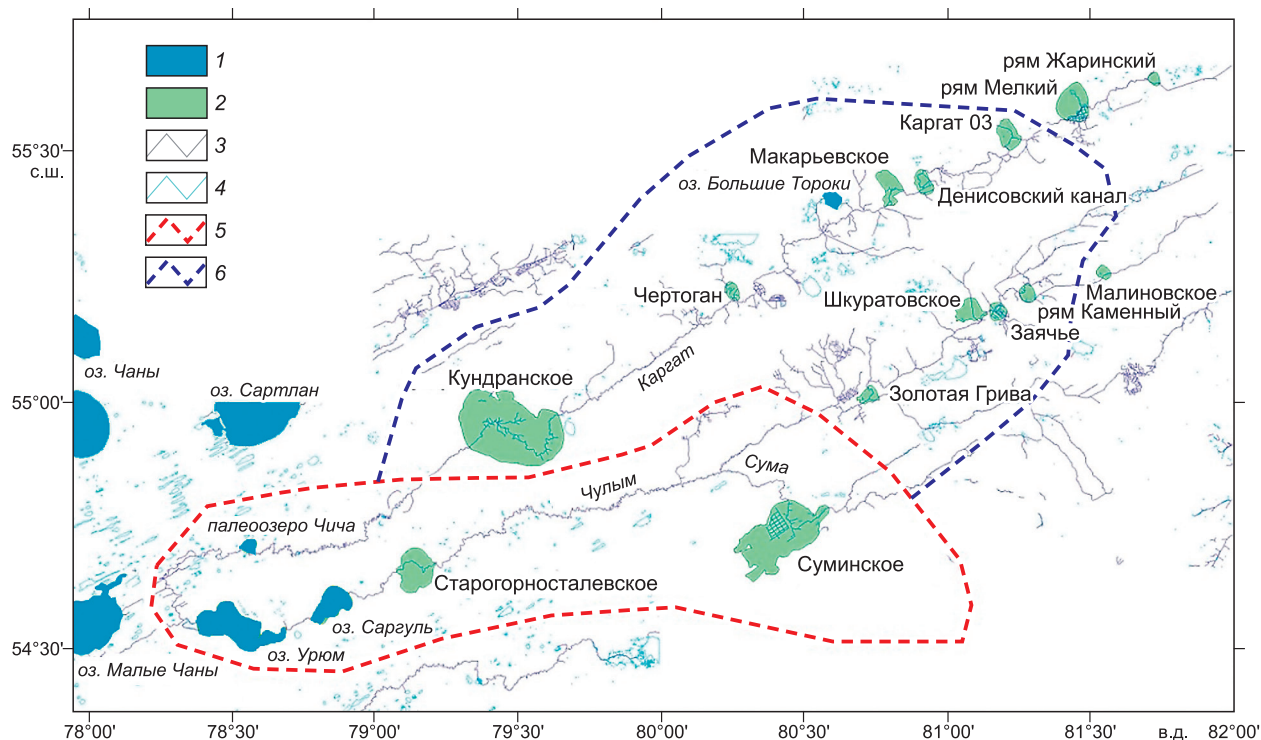


Рис. 3. Карта водосборного бассейна рек Чулым и Каргат, показывающая понижения рельефа, бывшие и являющиеся промежуточными озерами.

1 — современные озера, 2 — сухие понижения, 3 — реки, 4 — малые озера, 5, 6 — исследовано в 2015 г. (5), в 2016 г. (6).

рямы — в верховьях, т. е. севернее и ближе к границе таежной зоны, а озера расположены в низовьях рек ближе к оз. Чаны.

Понижения, не занятые озерами, имеют плоские днища, часть которых занята поймами рек, а за пределами зоны влияния рек — это заболоченные пространства, часто с небольшими остаточными озерами (рис. 4). Большинство понижений ограничено четко выраженным абразионным уступом высотой 2—7 м, доказывающим их озерную природу (рис. 5, а). На местности и на космических снимках хорошо видны береговые валы палеозер (рис. 5).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Предварительное исследование включало создание базы пространственных данных объектов исследования — понижений, состоящей из совмещенных средствами ГИС фрагментов топографической карты м-ба 1:100 000, космического снимка GoogleEarth и цифровой модели рельефа SRTM DEM (см. рис. 4). База данных нужна для морфологии и морфометрии понижений, определения высотных отметок окружающих территорий, вычисления площадей и объемов палеозер, а также для GPS-навигации при полевых исследованиях. Для вычисления объемов использовалась информация о перепадах высот между основанием отложений в центральной части понижений и порогом стока (максимальный объем) и основанием абразионного уступа (объем фазы метастабильного озера). При этом использовались коэффициенты, учитывающие геометрию поперечного профиля озерных котловин: 3/4 и 2/3 соответственно (см. табл. 2).

Полевые исследования заключались в геолого-геоморфологических наблюдениях, поиске мест, подходящих для вскрытия отложений, заполняющих понижения, шурфовании и бурении отложений, документации и отборе проб для радиоуглеродного датирования и седиментологического анализа.

Бурение проводилось с помощью разведочного бура длиной 1 м и диаметром 4 см, представляющего собой разрезанную по длине трубку, которая забивается в отложения с помощью кувалды. Качество полученного керна достаточно для отбора незагрязненных проб на радиоуглеродное датирование и седиментологию, а также получения представления о стратиграфии отложений.

Для радиоуглеродного анализа отбирали преимущественно раковины моллюсков. Займищные торфы использовали в меньшей степени, так как растительная органика в маломощных слоях займищ-

Таблица 2. Вычисление площадей понижений и объемов промежуточных озер по данным SRTM и геолого-геоморфологических исследований 2015 и 2016 гг.

Объект	Высота абразионного уступа, м	Отметка днища понижения, м*	Отметка основания абразионного уступа, м* (метастабильный уровень)	Отметка исходного порога стока, м* (максимально возможный уровень)	Мощность отложений, м	Глубина озера относительно основания абразионного уступа, км	Глубина озера относительно порога стока, км	Площадь, км ²	Объем метастабильного озера, км ^{3**}	Объем максимального озера, км ^{3***}
р. Каргат										
Рям Жаринский	2—3	137.7	138	139	1.3****	0.0016	0.0026	5.948	0.0063	0.0116
Рям Мелкий	2—4	133.3	134	135	1.3****	0.002	0.003	47.91	0.0639	0.1078
Каргат 03	2—3	132	133	134	1.3****	0.0023	0.0033	19.319	0.0296	0.0478
Денисовский канал	2—3	129.7	131	132	1.7	0.003	0.004	16.648	0.0375	0.0499
Урочище Макарьевское	2—3	128.8	129	130	1.2	0.0014	0.0024	26.771	0.025	0.0482
Урочище Чертоган	2—3	125.8	126	131	1.3****	0.0015	0.0065	9.641	0.0096	0.047
Кундранское займище	3—4	113.5	115	116	2.0	0.0035	0.0045	268.503	0.6265	0.9062
Палеозеро Чича	2—5	104.4	105	106	4.8	0.0054	0.0064	7.437	0.0268	0.0357
р. Чулым										
Займище Малиновское	1—2	145.9	146	147	1.3****	0.0014	0.0024	7.257	0.0068	0.0131
Рям Каменный	1—2	136	136	138	2.4	0.0024	0.0044	10.987	0.0176	0.0363
Озеро Заячье	4—8	134.8	136	137	0.7	0.0019	0.0029	12.381	0.0157	0.0269
Шкуратово займище	4—8	135.1	136	137	0.6	0.0015	0.0025	23.664	0.0237	0.0444
Золотая Грива	3—5	132	135	136	1.3****	0.0033	0.0043	11.898	0.0262	0.0384
Старогорносталевское займище	4—6	106	107	109	0.9	0.0019	0.0039	59.321	0.0751	0.1735
Озеро Саргуль	3—7	102	104	106	2.65	0.00465	0.00665	41.811	0.1296	0.2085
Озеро Урюм	4—7	101.75	104	106	3.2	0.0054	0.0074	102.757	0.3699	0.5703
р. Сума										
Суминское займище	4—8	131	134	137	0.9	0.0039	0.0069	182.863	0.4754	0.9463
СУММА								855.116	1.9652	3.3119

* Отметки SRTM в среднем на 3 м ниже отметок соответствующих точек на топографической карте.

** Вычислено по формуле $2/3(\text{колонка } 7 \times \text{колонка } 9)$.

*** Вычислено по формуле $3/4(\text{колонка } 8 \times \text{колонка } 9)$.

**** Для понижений с неустановленной мощностью отложений принято среднее значение мощностей отложений известных займищ.

ных отложений может быть перемешана из-за глубокого проникновения корней болотных растений в нижележащие слои, поэтому возможно существенное омоложение датировок. Раковины моллюсков же однозначно фиксируют озерные отложения и могут быть датированы методом ускорительной масс-спектрологии (AMS). Датирование проводилось на установке Центра коллективного пользования «Геохронология кайнозоя» Новосибирского научного центра на ускорителе, созданном в Институте ядерной физики СО РАН. Химическая подготовка проб и выделение углерода проводились в лаборатории радиоуглеродных методов анализа Новосибирского государственного университета. Полученные радиоуглеродные возрасты корректировались на изотопное фракционирование углерода разными организмами (для раковин моллюсков использовалось значение $\delta^{13}\text{C} = -8 \pm 2\%$, для торфа $\delta^{13}\text{C} = -25 \pm 2\%$). Затем калибровались — переводились в календарные года с помощью программы Calib 7.1 [Reimer et al., 2013] (табл. 3).

Также нами использовались даты, полученные предшествующими исследователями [Орлова, 1990] в радиоуглеродной лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР (ныне ЦКП СО РАН «Геохронология кайнозоя») сцинтилляционным (бензольным) методом. В силу особенностей метода (необходимости большого количества вещества) предшественники в большей степени обращали внимание на датирование торфов и почв, в меньшей — раковин моллюсков. Эти даты публиковались в виде измеренных ^{14}C возрастов. В данной статье мы провели описанные выше коррекции и калибровки этих дат (табл. 4).

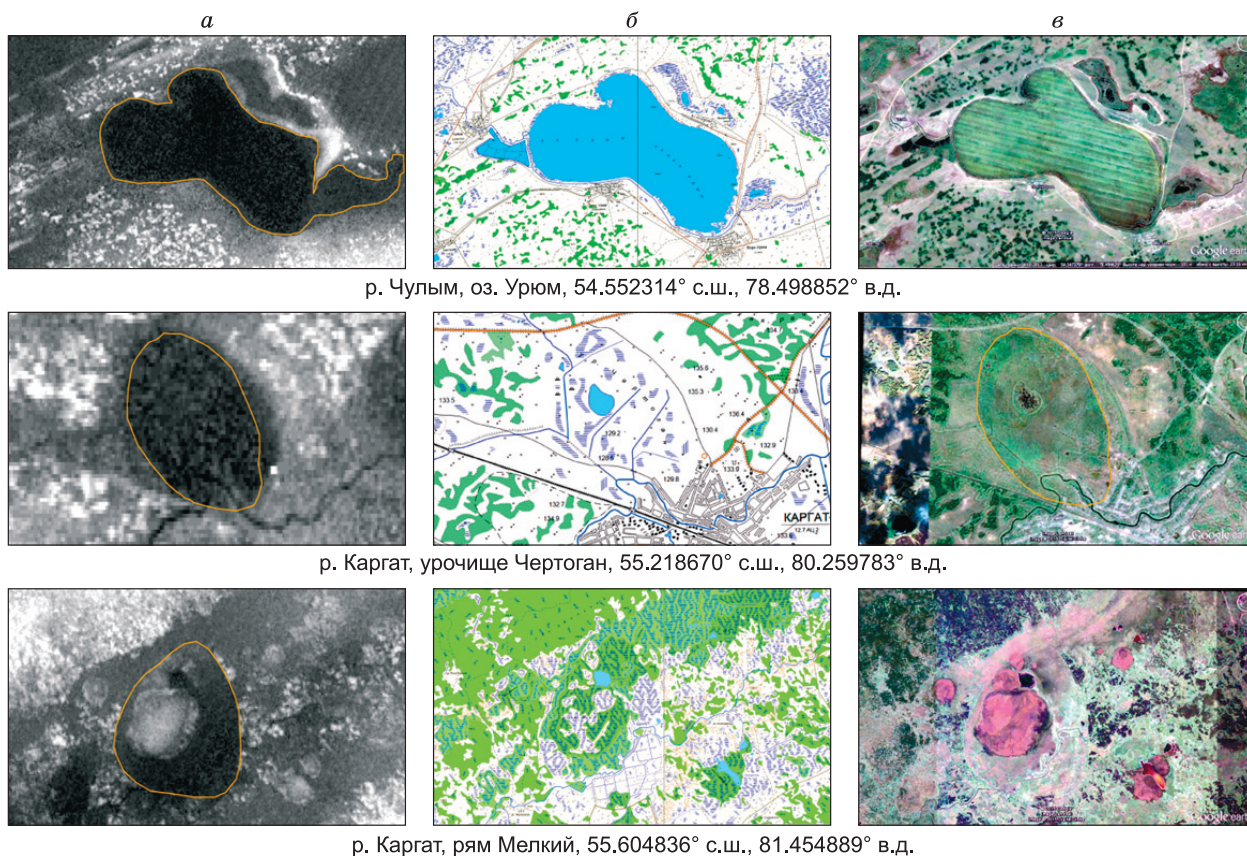


Рис. 4. Часть базы пространственных данных по понижениям долин рек Чулым и Каргат.

Данные включают цифровую модель рельефа SRTM (а), изображение на топографической карте м-ба 1:100 000 (б) и изображение на космическом снимке GoogleEarth (в). Показано три типа объектов: существующее в настоящее время проточное озеро (оз. Урюм), тростниковое займище (урочище Чертоган) и сфагновый рям (рям Мелкий).

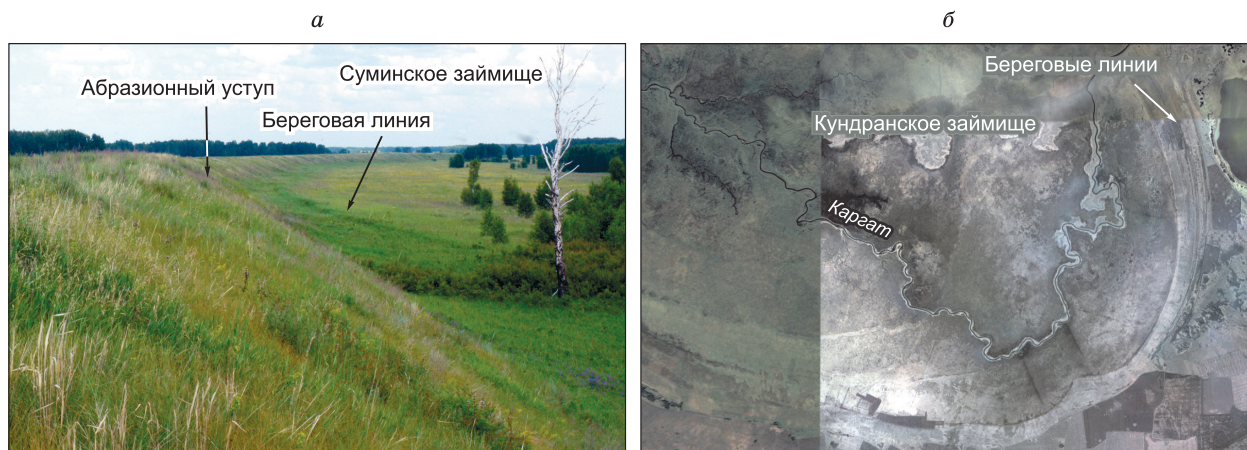


Рис. 5. Фотография абразионного уступа и берегового вала на северо-западном краю Суминского займища (а). Космический снимок (GoogleEarth) восточной части Кундранского займища с концентрическими береговыми линиями (б).

Седиментологический анализ включал определение основных компонент осадка методом их последовательного изъятия. Органическая компонента удалялась прокаливанием в муфельной печи при температуре 450 °С. Карбонаты — обработкой 10 %-й соляной кислотой. Оставшуюся минеральную компоненту разделяли на глинистую и песчаную части взмучиванием в воде с последующим отстаиванием в течение 10 с.

В настоящее время нами изучено 14 из 17 понижений в 2015 и 2016 гг. (см. рис. 3), однако лабораторное исследование материалов 2016 г. еще не завершено. В данной статье приводятся результаты наших исследований 2015 г. понижений Саргуль, Старогорносталево и Сума, исследованного нами ранее понижения Чича [Хазин и др., 2016] и опубликованные Л.А. Орловой [Орлова, 1990] данные по займищам Суминское, Кундранское и Чича.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Понижение оз. Саргуль. Озеро Саргуль (см. рис. 3; 6, а) до недавнего времени являлось крупным проточным озером долины р. Чулым с размерами 8.3×4.5 км. В маловодном 2012 г. озеро практически исчезло: в сентябре мы достигли воды только в 1.5 км от его южного края. В 2015 г. вода находилась в 0.4 км от края.

Понижение оз. Саргуль ненамного больше показанного на топографической карте озера: (9.8×6.7 км) ограничено абразионным уступом высотой 3—7 м, особенно четко выраженным вдоль его южного края. Абразионный уступ сложен песчанистыми лессовидными суглинками мощностью 3.0—3.5 м, переходящими книзу в слой глинистого песка. Песок перемещался в озеро абразией берегов, из-за чего озерные отложения в основном песчаные.

Пресноводное оз. Саргуль имеет геологическую известность как местонахождение раковин морских фораминифер *Retroelphidium shochinae chanicum* Gusskov et Yadrenkin, обитающих в Аральском море [Гуськов, Ядренкин, 2000]. Проникновение их в Саргуль является труднообъяснимым палеогеографическим феноменом [Гуськов и др., 2011; Riedel et al., 2011]. В Саргуле фораминиферы были найдены в отложениях озерной террасы среднеголоценового возраста на северо-западном краю. Датирование дало следующие радиоуглеродные возрасты отложений (лет назад): 6375 ± 40 АА-59219 (фораминиферы), 5480 ± 40 АА-59220 (остракоды), 5270 ± 40 АА-59221 (гастроподы) [Krivonogov et al., 2008].

На северо-западном и юго-восточном берегах оз. Саргуль есть озерная терраса, не заливавшаяся современным озером. Она представляет этап, когда понижение было занято существенно большим озером. Строение отложений этой террасы было изучено на юго-восточном берегу в одном из нескольких неглубоких карьеров для добычи песка. В одном из них (см. рис. 6, а, т. 2015 Чулым 07-02) расчисткой (0—150 см) и скважиной (150—300 см) вскрыты песчаные отложения с раковинами моллюсков (рис. 7, а):

	Глубина, см
Почва черная песчаная	0—15
Песок мелкосреднезернистый, светло-серый, неслоистый или с редкими прослойками темно-серого цвета	15—60
Песок мелкозернистый, слоистый с прослоями более глинистого материала, пятнами ожелезнения и марганцовистыми примазками. Раковины моллюсков повсеместно, но не массово, целые и обломки	60—100
Песок мелкозернистый, голубовато-серый, с черными разводами. Раковины также есть. На выветрелых стенках раковин очень много	100—195
Суглинок голубовато-серый с черными стеблями и примазками разложившейся органики	195—220
Песок мелкосреднезернистый, белесый, голубовато-серый	220—297
Песок среднекрупнозернистый, коричневатого-серый	297—300

Озерные отложения занимают интервал 0—195 см. Их радиоуглеродное датирование показало, что более крупное озеро существовало 4.0—7.6 кал. тыс. л. н. (табл. 3). Значит современное озеро моложе 4 кал. тыс. л. н.

Займище Чича. Это небольшое (3.5×3 км) понижение расположено в нижнем течении р. Каргат (см. рис. 3) и занято тростниковым займищем и двумя крупными остаточными озерами (Малая Чича и безымянное), свидетельствующими о существовании в прошлом одного крупного озера (см. рис. 6, б). В отличие от других понижений, в Чиче широко развиты речные меандры, и отложения р. Каргат в значительной мере заполняют бывшую озерную котловину. Озеро Малая Чича связано протокой с прилегающим с севера оз. Чича; оба озера составляли единый бассейн. Озера расположены в области развития гривного рельефа, характерного для района оз. Чаны. Обработанные озерной абразией гривы формируют северо-северо-западный и юго-юго-восточный берега понижения. Абразионный уступ высотой 2—5 м хорошо виден в восточной части понижения.

На юго-восточном берегу займища Чича расположен археологический памятник Чича-1 — поселение городского типа II-I тысячелетия до н.э. [Молодин и др., 2009]. В связи с археологическими раскопками нами было проведено бурение отложений займища, выполнены палеонтологические исследо-

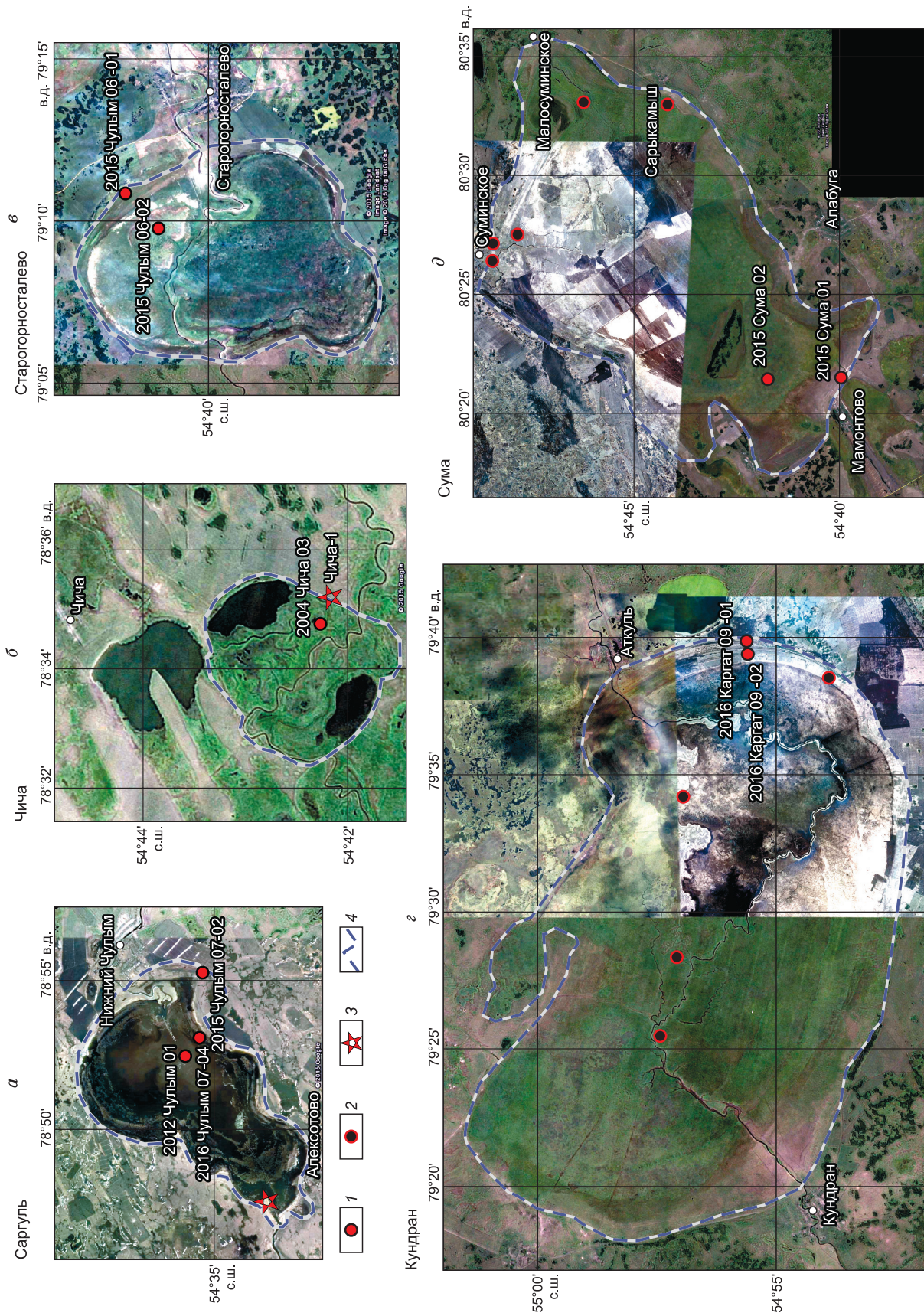


Рис. 6. Космические снимки — карты фактического материала, для пяти исследованных понижений (а—д).

Показаны контуры понижений, скважины и шурфы, изученные авторами статьи [1] и предшествующими исследователями [Орлова, 1990] (2), а также важные геологические и археологические объекты (3); местонахождение аральских фораминифер в понижении. Саргуль и археологического памятника Чича-1 в понижении Чича; 4 — границы займищ.

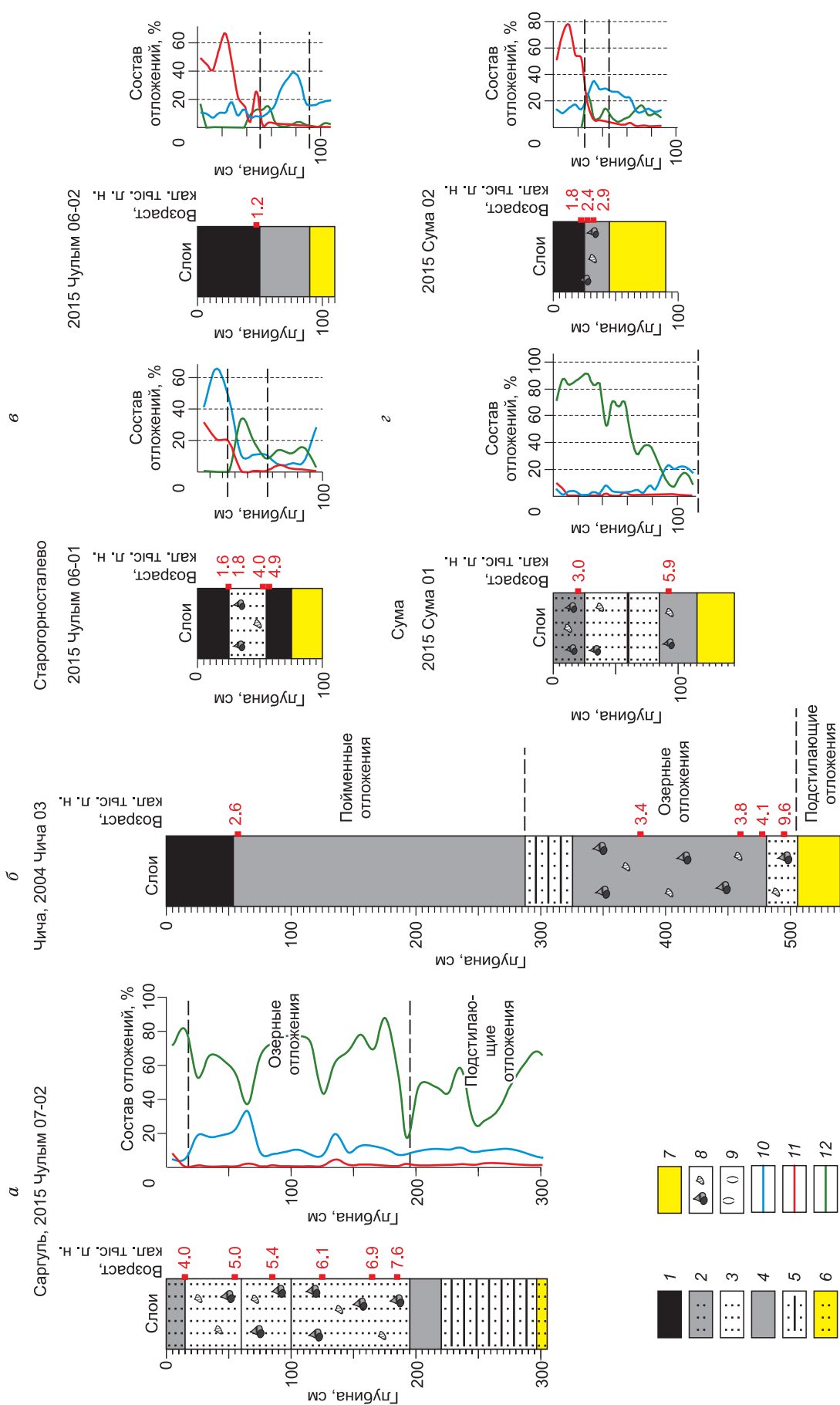


Рис. 7. Стрoение, состав и возрасты отложений в исследованных понижениях.

1, 2 — почвы: болотная, торф (1), песчаная (2); 3 — песок; 4 — суглинок; 5 — песок и суглинок слоистый; 6 — подстилающие глинистые пески; 7 — лессовидные суглинки; 8, 9 — раковины: моллюсков (8), остракод (9); 10 — карбонаты; 11 — органика; 12 — песок. а—з — пояснения см. в тексте.

Таблица 3. Радиоуглеродные датировки (лет назад) из отложений промежуточных озер долин рек Каргат и Чулым, полученные авторами

Местонахождение	Глубина, см	Материал	Лабораторный номер	Измеренный ¹⁴ C возраст	Корректированный ¹⁴ C возраст	Календарный возраст (медианное значение)
Озеро Саргуль	10—20	Раковины <i>Pisidium</i>	LRMA K-219	3519 ± 98	3658 ± 99	3991
	50—60	»	LRMA K-220	4262 ± 96	4401 ± 97	5027
	80—90	»	LRMA K-221	4503 ± 94	4642 ± 95	5371
	120—130	»	LRMA K-216	5193 ± 89	5332 ± 90	6112
	160—170	Раковины <i>Bithynia</i>	LRMA K-223	5911 ± 93	6050 ± 94	6913
	180—190	»	LRMA K-224	6638 ± 98	6777 ± 99	7633
Займище Чича, скважина [Хазин и др., 2016]	53.4—56.2	Обломки раковин <i>Lymnaea</i>	OS-54431	—	2530 ± 35	2615
	375—379	Обломки раковин <i>Anadonta</i>	OS-54430	—	3230 ± 35	3449
	370—380	Плод <i>Potamogeton pectinatus</i>	AA-60200	—	3495 ± 50	3768
	457—458.8	Обломки раковин моллюсков	OS-54429	—	3160 ± 25	3387
	477—478.8	»	OS-54428	—	3760 ± 40	4124
	495—496.8	»	OS-54427	—	8630 ± 40	9584
Займище Чича, береговой вал		Обломки раковин моллюсков	OS-54432	—	2960 ± 40	3121
Старогорносталевское займище, прибрежная часть	25	Торф	LRMA K-264	1867 ± 41	1867 ± 44	1804
	25	Обломки раковин <i>Lymnaea</i>	LRMA K-233	1560 ± 84	1699 ± 86	1613
	53—55	Раковины <i>Lymnaea</i>	LRMA K-234	3537 ± 94	3676 ± 95	4017
	55—57	Торф	LRMA K-265	4288 ± 45	4288 ± 48	4858
Старогорносталевское займище, центральная часть	45—50	Торф	LRMA K-266	1247 ± 36	1247 ± 39	1197
Суминское займище, прибрежная часть	16—25	Обломки раковин <i>Lymnaea</i>	LRMA K-235	2756 ± 83	2895 ± 85	3037
	90—93	»	LRMA K-236	4976 ± 106	5115 ± 107	5855
Суминское займище, центральная часть	20—25	Торф	LRMA K-268	1884 ± 44	1884 ± 47	1826
	25—30	Обломки раковин <i>Anadonta</i>	LRMA K-238	2211 ± 83	2350 ± 85	2413
	25—30	Обломки раковин <i>Lymnaea</i>	LRMA K-248	2514 ± 56	2653 ± 58	2777
	30—35	Обломки раковин <i>Anadonta</i>	LRMA K-249	2691 ± 61	2830 ± 63	2944

вания и датирование отложений [Хазин, Хазина, 2008; Хазин и др., 2016]. Скважина (см. рис. 6, б, т. 2004 Чича 03) глубиной 540 см вскрыла следующие отложения (см. рис. 7, б):

	Глубина, см
Почва болотная. Корни тростников, гумус черного цвета, суглинок черновато-серый	0—42
Переходный слой. Комковатый суглинок — смесь кусочков разного цвета, от серого до коричнево-серого	42—53
Пойменный аллювий. Суглинок желтовато-коричневато-серый с пятнышками и жилками ожелезнения	53—288
Лиманные отложения. Супесь серая с пятнами и прослоями черной супеси, обогащенной органикой	288—310
Пляжевые отложения. Песок желтовато-коричневато-серый, с пятнами органики	310—320
Болотистое мелководье. Суглинок горизонтально-слоистый, перемежаются тонкие черно-серые и черные слои	320—326
Озерные отложения. Суглинок коричневатого-серый, постепенно переходящий в серый, массивный, однородный, с корнями растений и массой раковин моллюсков и створок остракод. Слой варьирует по цвету и содержанию остатков фауны	326—481
Основание озерной толщи. Песок светло-серый, светлеющий к основанию, плотный, с обломками раковин моллюсков	481—506
Гривная толща. Суглинок опесчаненный, ожелезненный, пятнистый, цвет варьирует от серого до коричневатого-серого	506—540

Озерные отложения занимают интервал 288—506 см и перекрыты слоем пойменных отложений р. Каргат. Озерная толща четко идентифицируется обилием раковин моллюсков (*Anadonta*, *Lymnaea*, мелкие гастроподы) и остракод [Хазин, Хазина, 2008; Хазин и др., 2016]. Также в озерных отложениях встречены раковины *Caspihydrobia*, а в перекрывающих пойменных отложениях несколько, вероятно, переотложенных раковин фораминифер *Trichohyalus aguayoi* (Bermudez), характерных для Аральского бассейна [Krivonogov et al., 2008].

Датирование озерных отложений предполагает наличие двух озерных толщ возрастом около 9.6 (пески) и 4.1 (суглинки) кал. тыс. л. н. и длительного (около 5 тыс. лет), стратиграфического перерыва между ними (см. табл. 3). Позднее озеро, оставившее около 1.5 м отложений, занимает временной промежуток 4.1—3.0 кал. тыс. л. н.

Дополнительно мы исследовали береговую полосу непосредственно под уступом, на котором расположено городище Чича-1, и под слоем займищного торфа мощностью 50 см обнаружили 30-сантиметровые песчаные накопления берегового вала, датированного по обломкам раковин моллюсков в 3.1 кал. тыс. л. н.

Нашими предшественниками [Зыкина и др., 1983; Орлова, 1990] также исследовались окрестности поселения Чича-1. Шурфом в основании абразионного уступа под слоем торфяно-болотной почвы займища мощностью 35 см были вскрыты озерные илы (15 см) и пляжевые пески (30 см). В пляжевых песках найдены фрагменты керамики, доказывающие одновременность существования поселения и озера. Датирование основания торфяно-болотной почвы дало возрасты 1.5 и 1.65 кал. тыс. л. н. (см. табл. 4). Также шурфом, заложенным на территории поселения, под оборонительным валом была вскрыта погребенная почва, датированная в 3.4 кал. тыс. л. н., синхронная палеозеру Чича.

Старогорносталевское займище. Это понижение на р. Чулым размером 10×7 км (см. рис. 3; 6, в) представляет собой тростниковое займище. Оно разрезано р. Чулым почти посередине и сильно осушено. Заболоченные участки сохранились только во внутренних частях северного и южного сегментов, но во влажные годы оно может сильно обводняться. Займище ограничено крутым абразионным уступом высотой 4—6 м.

В 80 м от уступа северного края был заложен шурф (см. рис. 6, в, т. 2015 Чулым 06-01), вскрывший отложения береговой части палеозера (см. рис. 7, в):

	Глубина, см
Почва болотная, черная. Основание слоя неровное	0—25
Песок мелкозернистый, кварцевый, бело-серый, с мелкой битой ракушкой, редко цельными раковинами. Кровля слоя неровная	25—55
Почва болотного типа. Вверху черный слой около 4 см, в верхней части которого есть раковины тоже черного цвета. Ниже — зона воздействия почвенных процессов на подстилающую породу — суглинок коричневато-черноватых тонов	55—75
Суглинок опесчаненный, постепенно становится серым, коричневато-серым, голубовато-серым, комковатый за счет переработки водой. Отложения гривной толщи, измененные под озером	75—100

Отложения, заполняющие Старогорносталевское понижение, включают болотную почву современного займища (0—25 см), озерные прибрежные пески с раковинами моллюсков (25—55 см) и подстилающую болотно-черноземную почву (55—75 см), существовавшую до возникновения озера. Они соответственно датированы 1.6—1.8, 4.0 и 4.9 кал. тыс. л. н. (см. табл. 3).

В самом низком месте северного сегмента займища скважиной (рис. 6, в, т. 2015 Чулым 06-02) вскрыты следующие отложения (см. рис. 7, в):

	Глубина, см
Торф травяной коричневатый	0—50
Суглинок опесчаненный, серый, с остракодами, рыхлый, комковатый	50—90
Суглинок опесчаненный, голубовато-серый, плотный, с солями железа. Подстилающие отложения	90—110

Основание современных займищных отложений датировано в 1.2 кал. тыс. л. н. (см. табл. 3). Различие в возрасте основания современных займищных отложений береговой и центральной частей понижения обозначает скользящий характер границы между озерными и займищными накоплениями, т. е. постепенное уменьшение озера, заполнявшего понижение.

Кундранское займище. Понижение размером 24×13.5 км расположено в среднем течении р. Каргат (см. рис. 3) и представляет собой сильно заболоченное тростниковое займище, среднюю часть которого занимают речные меандры (см. рис. 6, з). По нашим геоморфологическим наблюдениям его юж-

Таблица 4. Радиоуглеродные датировки (лет назад) из отложений промежуточных озер долин рек Каргат и Чулым [Орлова, 1990]

Займище	Местонахождение	Глубина, см	Материал	Лабораторный номер	Измеренный ¹⁴ C возраст	Корректированный ¹⁴ C возраст	Календарный возраст (медианное значение)
Чича	Поселение Чича-1, берег палеозера	35	Фракции гуминовых кислот	СОАН-2010А	1740 ± 30	1740 ± 44	1653
		35	Гумин	СОАН-2010Б	1620 ± 20	1620 ± 38	1507
	Поселение Чича-1, ископаемая почва	40	Фракции гуминовых кислот	СОАН-2011	3170 ± 30	3170 ± 44	3396
Суминское	Около с. Суминское, прибрежная часть	105—108	Органическое вещество	СОАН-2125	4760 ± 95	4760 ± 100	5486
		112	Фракции гуминовых кислот	СОАН-1966А	5410 ± 85	5410 ± 91	6195
		112	»	СОАН-1966Б	6160 ± 90	6160 ± 96	7054
	Юго-западная окраина с. Суминское	192	Фракции гуминовых кислот	СОАН-2131	4555 ± 120	4555 ± 124	5205
		288	»	СОАН-2130	6355 ± 240	6355 ± 242	7228
	800-900 м от с. Суминское	100	Фракции гуминовых кислот	СОАН-2132	3480 ± 55	3480 ± 64	3754
	Волчья грива	Озерный слой	Раковины моллюсков	СОАН-1965	2500 ± 50	2778 ± 59	2881
		Почвенный слой	Гумус	СОАН-2129	2930 ± 55	2930 ± 64	3081
		Озерный слой	Раковины моллюсков	СОАН-930	3160 ± 60	3439 ± 68	3703
	Сарыкамьшская грива	Озерный слой	Раковины моллюсков	СОАН-1964	2330 ± 30	2608 ± 44	2745
	Торфяник в 3 км к юго-западу от с. Малосуминское	60	Торф	СОАН-1954	550 ± 50	550 ± 59	578
		100	»	СОАН-1956	650 ± 50	650 ± 59	611
		120	»	СОАН-1957	780 ± 65	780 ± 73	720
		170	»	СОАН-1959	1260 ± 35	1260 ± 48	1204
		200	»	СОАН-1960	1730 ± 25	1730 ± 41	1642
220		Фракции гуминовых кислот	СОАН-1961А	2160 ± 70	2160 ± 77	2160	
220		Торф	СОАН-1961Б	2370 ± 70	2370 ± 77	2441	
Кундранское	4.5 км юго-западнее с. Аткуль	50—130	Раковины моллюсков	СОАН-2118	5245 ± 45	5523 ± 55	6327
	7.5 км на юг от с. Аткуль	25	Торф	СОАН-2119	915 ± 115	915 ± 119	839
	Центральная часть займища	Основание торфа	Торф	СОАН-2120	320 ± 30	320 ± 44	390

ный и восточный берега представляют собой пологий склон с перепадом высот 2—3 м, что говорит об отсутствии условий для активной абразии берегов. Вместе с тем на космическом снимке хорошо видны концентрические береговые линии (см. рис. 5, б), однозначно свидетельствующие о наличии в прошлом озера, постепенно сокращавшего свою площадь. Займищные и озерные отложения были вскрыты нами на восточном краю понижения (см. рис. 6, з).

В 70 м от края займища шурфом и скважиной (см. рис. 6, з, т. 2016 Каргат 09-01) вскрыты: займищный торф (0—30 см), прибрежные пески с редкими раковинами моллюсков (30—85 см) и подстилающие лессовидные суглинки (85—100 см). В 444 м от предшествующей точки (см. рис. 6, з, т. 2016 Каргат 09-02) шурфом вскрыт береговой вал, сложенный черным займищным торфом мощностью 50 см, ниже которого лежит сильно обводненный темно-серый глинистый песок.

По данным Л.А. Орловой [1990], займищные торфы имеют возраст 0.8 и 0.4 кал. тыс. л. н., а озерные отложения — 6.3 кал. тыс. л. н. (см. табл. 4). Таким образом, Кундранское озеро существовало длительное время, включая II тысячелетие н.э., что объясняет свежесть береговых валов, наблюдаемых на космических снимках.

Суминское займище. Это понижение размером 19×11 км находится на р. Сума, левом притоке р. Чулым (см. рис. 3; 6, д). Сума дренирует северную часть понижения. В южной части имеется выступ подстилающих пород — «остров». Береговая линия имеет сложную форму из-за грив северо-восточного простираения, образующих обработанные озерной абразией мысы на южном — юго-западном берегах и обрывы на северо-западном, достигающие 10-метровой высоты (см. рис. 5, а). На космических снимках хорошо видны береговые линии. Наше исследование северо-западного берега Суминского займища показало ступенчатое строение днища с серией береговых валов, расположенных на расстоянии 50—100 м один от другого. Первый береговой вал сложен темно-серым песком, прокрашенным гумусом (0—70 см), белым кварцевым песком (70—98 см), желтовато-серым песком (98—130 см) и подстилается лессовидным суглинком.

Строение отложений Суминского займища хорошо изучено в районе местонахождения позднеплейстоценовой мегафауны Волчья Грива на территории с. Мамонтово [Волков, 1971; Орлова, 1990]. По представлениям этих исследователей в песчаных карьерах около с. Мамонтово (см. рис. 6, д) представлены две генерации озерных отложений, разделенных маломощным гумусированным прослоем. Отложения датированы 3.7, 3.1 (гумус) и 2.9 кал. тыс. л. н. (см. табл. 4). Аналогичная дата была получена из озерных слоев на северо-восточном краю займища около Сарыкамышской гривы.

По нашим данным, возможно, по тем же самым карьерам (см. рис. 6, д; 7, з, т. 2015 Сума 01), наиболее древний возраст озерных отложений 5.9, а наиболее молодых — 3.0 кал. тыс. л. н. (см. табл. 3). Примерно в 3 км к северу в глубь займища (см. рис. 6, д, т. 2015 Сума 02) нами вскрыты следующие отложения (см. рис. 7, з):

	Глубина, см
Торф тростниковый коричневый	0—25
Суглинок алевролитистый, неслоистый, коричневатого и голубовато-серый, с массой тонкостенных раковин моллюсков. Нижняя граница нечеткая из-за схожести состава с нижележащей толщей	25—45
Лессовидные суглинки	45—90

По раковинам моллюсков из озерных отложений получены возрасты 2.9—2.4 кал. тыс. л. н., а из основания займищного торфяника — 1.8 кал. тыс. л. н. (см. табл. 3).

В северной части займища в районе с. Суминское (см. рис. 6, д) Л.А. Орловой исследовались гумусовые горизонты, подстилающие и разделяющие озерные отложения. Полученные по фракциям гуминовых кислот даты находятся в пределах 7.2—3.8 кал. тыс. л. н. (см. табл. 4), т. е., формирование почв действительно происходило в регрессивные фазы Суминского палеозера. Наиболее древние даты из почв, подстилающих озерные отложения 7.2 и 7.1 кал. тыс. л. н., ограничивают время образования Суминского палеозера [Орлова, 1990].

ОБСУЖДЕНИЕ

Модель осадконакопления. Геолого-геоморфологическое исследование позволило понять условия залегания и последовательность накопления озерных, болотных и речных слоев в понижениях (рис. 8). Вода рек Каргат, Чулым и Сума заполняла суходольные или занятые озерами понижения рельефа до уровня порога стока и, вероятно, продолжала течь дальше. Образовавшиеся озера недолгое время имели максимальный уровень. Реки, стараясь достичь профиля равновесия, прорезали порог стока, и озера устанавливались на метастабильном уровне. Прибрежная волновая деятельность формировала абразионные уступы, видимые в настоящее время. Дальнейшее прорезание порога стока приводило к сокращению озер, а привнос речной взвеси формировал подводную дельту, а затем и пойму, занимавшую часть озерной впадины. По мере осушения котловины заболачивались и превращались в тростниковые займища. В некоторых займищах до сих пор имеются остаточные озера.

Предложенная модель осадконакопления объясняет наличие разных по степени заполнения осадками понижений: практически сухих займищ (Сума, Старогорносталево), займищ, не полностью заполненных осадками (Кундран), займищ с остаточными озерами (Чича), умирающих, заполненных осадками озер (Саргуль) и озер, не заполненных осадками (Урюм). Этот ряд показывает закономерное уменьшение степени заполнения понижений осадками от верховьев к низовьям рек. Таким образом, мы можем предполагать и последовательное «отмирание» промежуточных озер от верховьев к низовьям рек, что могло постепенно увеличивать водный бюджет оз. Чаны.

Хронология промежуточных озер. Современные знания о возрасте основных стадий изменения уровня оз. Чаны и времени существования промежуточных озер в долинах рек Чулым и Каргат иллюстрирует рис. 9. Датирование показывает существование промежуточных озер в основном ранее повышения уровня оз. Чаны около 2 кал. тыс. л. н. Промежуточные озера появлялись не одновременно и

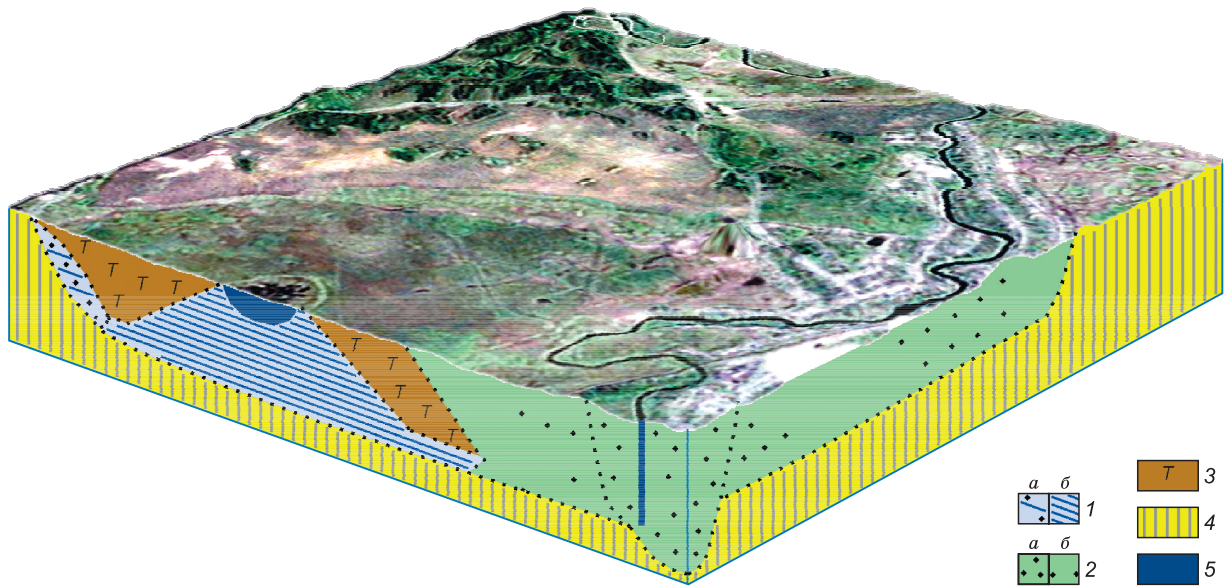


Рис. 8. Трехмерная модель осадконакопления в понижениях долин рек Чулым и Каргат.

В качестве основы использованы пространственные данные по урочищу Чертоган: цифровая модель рельефа SRTM и космический снимок GoogleEarth. 1—3 — осадки. 1 — озерные: прибрежные (а), центральных частей (б); 2 — речные: русловые (а), прирусловые (б); 3 — болотные; 4 — подстилающий лесс; 5 — вода.

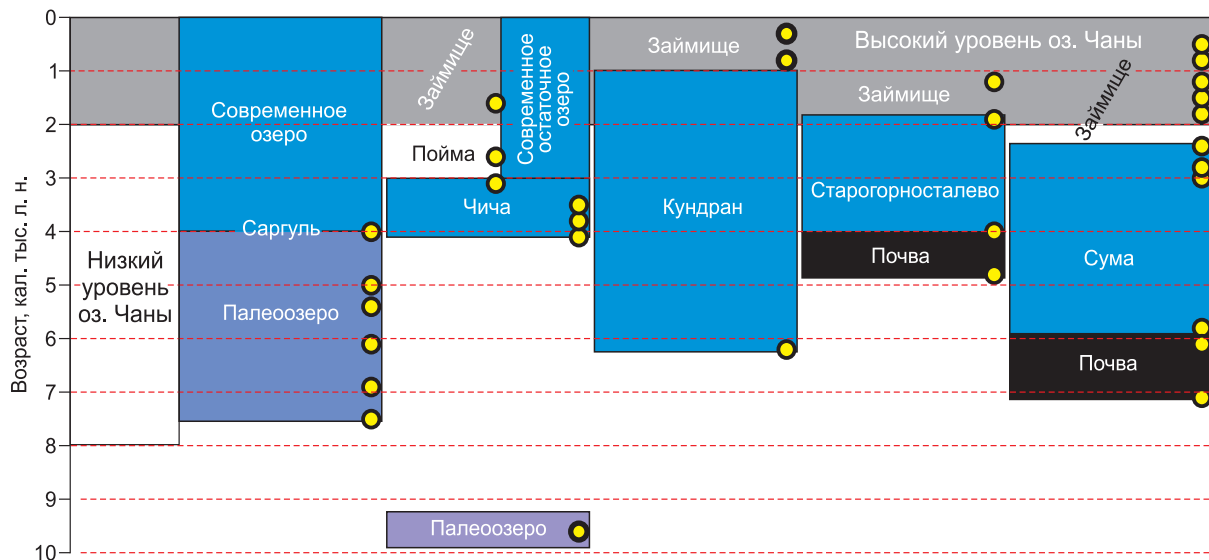


Рис. 9. Схема, иллюстрирующая соотношения фаз высокого и низкого уровней оз. Чаны и времени существования промежуточных озер.

Кружками показаны радиоуглеродные датировки, обосновывающие возрастные рамки промежуточных озер и обстановок, существовавших до их появления и после их исчезновения.

развивались индивидуально. До их появления понижения представляли собой сухие или влажные ландшафты, представленные болотными почвами (Сума, Старогорносталево) или палеозерами (Чича, Саргуль). Суминское озеро существовало в интервале 5.9—2.4 тыс. л. н., Старогорносталевское — 4.0—1.8 тыс. л. н., Кундранское образовалось 6.3 тыс. л. н. и существовало длительное время, вероятно, до 1 тыс. л. н.; его верхний предел недостаточно обоснован радиоуглеродными датами. Озеро Чича существовало 4.1—3.0 тыс. л. н. и затем было заполнено отложениями р. Каргат, датированными в 2.6 тыс. л. н. Затем местность развивалась как тростниковое займище, но по краям понижения до настоящего времени есть остаточные озера. Понижение Саргуль было занято крупным озером в интервале 7.6—4.0 тыс. л. н. После 4 тыс. л. н., вероятно, появилось современное проточное озеро меньших размеров, практически

прекратившее свое существование в 2012 г. После исчезновения озер все понижения развивались как тростниковые займища.

Запасы воды в промежуточных озерах и питание оз. Чаны. Морфометрические параметры понижений — площади, альтитуды озерных абразионных ступеней, высоты окружающих уступов и отметки вероятных порогов стока были сняты с пространственной базы данных промежуточных озер (см. табл. 2). Эти данные с использованием сведений о мощностях отложений, получаемых при бурении, позволяют рассчитать возможные объемы промежуточных озер и в итоге получить представление о количестве речного стока, изымавшегося из водного бюджета оз. Чаны.

Общий объем воды, накапливавшейся в промежуточных озерах в максимальную (условно ранний—средний голоцен) и метастабильную (средний—поздний голоцен) фазы их развития, составлял 3.3 и 2 км³ соответственно. Таким образом, если оперировать современными параметрами речного притока в оз. Чаны около 0.43 км³ (см. табл. 1), промежуточные озера могли запастись от 7.5 до 4.5 годовых стоков рек. Если допустить, что после наполнения понижений реки достигали оз. Чаны, то суммарный приток в него должен быть меньше на объем испарения с поверхности промежуточных озер. С использованием современных данных (испарение 570.71 мм, см. табл. 1) испарившийся из промежуточных озер объем мог составлять 0.49 км³, т. е. больше суммарного стока рек. Таким образом, ранее 2 тыс. л. н. притока речных вод в озеро Чаны не было или он был минимальным. Озеро в основном питалось атмосферными осадками. Около 2 тыс. л. н., по мере исчезновения промежуточных озер, речной сток в оз. Чаны стал увеличиваться, и уровень озера начал расти.

ВЫВОДЫ

Эволюция оз. Чаны тесно связана с гидрологическими особенностями питающих его рек Чулым и Каргат, а именно с тем, что эти реки текут через серию понижений рельефа. Эти понижения служили промежуточными озерами, перехватывая сток рек. Строение отложений показывает присутствие в них озерных слоев, перекрытых болотными отложениями. В пяти датированных к настоящему времени понижениях озера существовали в интервале 6.3—2.0 тыс. л. н. Озера аккумулировали сток рек и служили дополнительными испарителями воды, из-за чего речной приток в оз. Чаны отсутствовал или был незначителен. Озера исчезали из-за заполнения осадками и понижения порогов стока, прорезаемых реками. В результате реки стали доносить воду до оз. Чаны, уровень которого значительно повысился около 2 тыс. л. н.

Авторы признательны д.г.-м.н. А.Ю. Казанскому и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, улучшившие статью. Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 15-05-00678, 16-05-00369), РФФИ и Министерства образования, науки и инновационной политики Новосибирской области (17-45-540527) и Министерства образования и науки Российской Федерации (14.Y26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

Баева А.А., Кунявский М.Я. Озеро Чаны. Водный баланс // Новосибирское водохранилище и озера Средней Оби. Л., Гидрометеиздат, 1979.

Бердовская Г.Н. К палеогеографии озера Чаны // Пульсирующее озеро Чаны. Л., Наука, 1982, с. 33—40.

Волков И.А. Новейшая история котловины по геологическим данным // Пульсирующее озеро Чаны. Л., Наука, 1982, с. 14—25.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М., Наука, 1971, 254 с.

Гусев В.А., Кривоногов С.К., Жилич С.В. Промежуточные озера водосборного бассейна озера Чаны // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума им. академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня основания Томского политехнического университета. Т. I. Томск, Изд-во Томск. политех. ун-та, 2016, с. 62—63.

Гуськов С.А., Ядренкин А.В. Первая находка фораминифер в голоценовых отложениях юга Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 2. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2000, № 2-3, с. 205—209.

Гуськов С.А., Жаков Е.Ю., Кузьмин Я.В., Кривоногов С.К., Бурр Д.С., Каныгин А.В. Новые данные по истории Аральского моря и его связи с Западно-Сибирской равниной в голоцене // ДАН, 2011, т. 437, № 6, с. 789—792.

Жилич С.В. Палинологическое исследование озера Большие Тороки // Материалы конференции: VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (17—21 ноября 2014). Новосибирск, 2014, с. 198—199.

Жилич С.В. Палинологическое исследование озера Чаны // Трофимуковские чтения молодых ученых 2015. Всероссийская научная конференция молодых ученых (13—16 октября 2015 г.): материалы конференции. Новосибирск, 2015, с. 37—39.

Жилич С.В., Рудая Н.А., Кривоногов С.К. Изменение условий накопления голоценовых отложений озер Большие Тороки и Большое Яровое, юг Западной Сибири: сравнительное исследование // Стратификация литосферы и геодинамика: материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 20—25 апреля 2015). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2015а, с. 74—75.

Жилич С.В., Рудая Н.А., Назарова Л.Б., Палагушкина О.В., Кривоногов С.К. Изменения озера Чаны и окружающих ландшафтов во второй половине голоцена // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий: материалы научной сессии Института археологии и этнографии СО РАН по итогам 2015 г. Новосибирск, ИАЭТ СО РАН, 2015б, с. 232—236.

Жилич С.В., Рудая Н.А., Кривоногов С.К. Изменение растительности и климата в районе озера Малые Чаны в позднем голоцене // Динамика окружающей среды и глобальных изменений климата, 2016, вып. 13, №1, с. 68—75.

Зыкина В.С., Орлова Л.А., Паньчев В.А. Радиоуглеродная хронология и палеогеографические условия поселений эпохи поздней бронзы и раннего железа в районе оз. Чаны // Использование методов естественных и точных наук при изучении древней истории Западной Сибири. Барнаул, 1983, с. 11—15.

Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А. Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1987, с. 143—149.

Кривоногов С.К., Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А. Стратиграфия и возраст сапропелей в озерах юга Западной Сибири // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: материалы VII Всероссийского литологического совещания (28—31 октября 2013 г.). Т. 2. Новосибирск, Изд-во ИНГГ СО РАН, 2013, с. 102—105.

Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (3), с. 38—55.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А., Пономарева Е.А. Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каякского займища (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1987, с. 136—143.

Молодин В.И., Парцингер Г., Кривоногов С.К., Казанский А.Ю., Чемякина М.А., Матасова Г.Г., Василевский А.Н., Овчаренко А.С., Гришин А.Е., Ермакова Н.В., Дергачёва М.И., Феденёва И.Н., Некрасова О.А., Мыльникова Л.Н., Дураков И.А., Кобелева Л.С., Зубова А.В., Чикишева Т.А., Поздняков Д.В., Пилипенко А.С., Ромащенко А.Г., Куликов И.В., Кобзев В.Ф., Новикова О.И., Васильев С.К., Шнеевайс Й., Приват К., Болдырев В.В., Дребущак В.А., Дребущак Т.Н., Дервянко Е.И., Бородовский А.П., Боургарит Д., Рейхе И., Кузьминых С.В., Марченко Ж.В. Чича — городище переходного от бронзы к железу времени в Барабинской лесостепи. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2009, т. 3, 248 с.

Орлова Л.А. Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). Новосибирск, Наука, 1990, 128 с.

Савкин В.М., Орлова Г.А., Кондакова О.В. Современный водный баланс бессточного озера Чаны // География и природные ресурсы, 2006, № 1, с. 123—130.

Тархов Е.В., Тоцакова И.Н. Водный баланс оз. Чаны // Труды ЗапСибРНИГМИ. Вып. 43, 1980, с. 13—19.

Хазин Л.Б., Хазина И.В. Микрорепертологический и палинологический анализы верхнеголоценовых отложений разреза Чича-1 (Новосибирская область) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10—11: Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2008, т. 49, с. 473—476.

Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кривоногов С.К., Кузьмин Я.В., Прокопенко А.А., И С., Бурр Дж.С. Климатические изменения на юге Западной Сибири в голоцене по результатам анализа ассоциаций остракод // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (4), с. 729—742.

Хазина И.В. Реконструкция природно-климатических обстановок среднего — позднего голоцена Новосибирского Приобья (по палинологическим исследованиям оз. Белое) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 971—978.

Шнитников А.В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от климата // Труды лаборатории озероведения АН СССР. Т. 1. М., Л., Изд-во АН СССР, 1950, 129 с.

Krивоногов S., Gusskov S., Khazin L. A Holocene connection between the Aral-Caspian Basin and south West Siberia evidenced by aquatic microfauna: probable paleogeographic scenarios // Bulletin of the Tethys Geological Society, Cairo, 2008, № 3, p. 11—18.

Krивоногов S.K., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu.I., Khazina I.V., Khazin L.B., Kuzmin Ya.V., Safonova I.Yu., Ignatova N.V. Regional to local environmental changes in Southern Siberia: evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloye // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2012, v. 331—332. P. 177—193.

Krивоногов S., Kazansky A., Khazin L., Lui Zh., Rudaya N., Zhilich S., Zhdanova A. Environmental history of Lake Chany, southern Western Siberia // Abstract for the XIX INQUA Congress «Quaternary Perspectives on Climate Change, Natural Hazards and Civilization» (26 July — 2 August, 2015), Nagoya, 2015a.

Krивоногов S., Zhilich S., Gusev V. New data on lake evolution in northern Central Asia // Abstract for the 13th International Paleolimnology Symposium (August 4—7, 2015). Lanzhou, Lanzhou University, 2015b, p. 61.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk R.C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haffidason H., Hajdas I., Hatt C., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0—50000 years cal BP // Radiocarbon, 2013, v. 55, № 4, p. 1869—1887.

Riedel F., Kossler A., Tarasov P., Wünnemann B. A study on Holocene foraminifera from the Aral Sea and West Siberian lakes and its implication for migration pathways // Quat. Int., 2011, v. 229, p. 105—111.

Song M., Zhilich S., Krивоногов S., Liu Zh. Biomarker-based reconstructions of climatic changes from the Yarkov Basin of Lake Chany, south Western Siberia, during the middle to late Holocene // Abstract for the 13th International Paleolimnology Symposium (August 4—7, 2015). Lanzhou, Lanzhou University, 2015, p. 122—123.

Tarasov P.E., Pushenko M.Ya., Harrison S.P., Saarse L., Andreev A.A., Leshinskaya Z.V., Davydova N.N., Dorofeyuk N.I., Efremov Yu.V., Elina G.A., Elovicheva Ya.K., Filimonova L.V., Gunova V.S., Khomutova V.I., Kvavadze E.V., Neustrueva I.Yu., Pisareva V.V., Sevastyanov D.V., Shelekhova T.S., Subetto D.A., Uspenskaya O.N., Zernitskaya V.P. Lake status records from the former Soviet Union and Mongolia. Documentation of the second version of the database // NOAA Paleoclimatology Publications Series. 1996. Report 5. World Data Center -A for Paleoclimatology, 224 p.

Zhilich S., Krивоногов S., Rudaya N. Climate and vegetation changes in the forest-steppe zone of Western Siberia during the Holocene inferred from the sediments of Lake Bolshie Toroki // Abstract for the 11 East Eurasia International Workshop “Present Earth surface processes and long-term environmental changes in East Eurasia” (13—17 October 2014). Nanjing—Hanzhou, 2014, p. 58—60.

Zhilich S., Rudaya N., Krивоногов S. The Holocene environmental changes in the arid and semiarid regions of West Siberia inferred from lake sediments // Abstract for the 13th International Paleolimnology Symposium (August 4—7, 2015), Lanzhou, 2015, p. 62—63.

*Рекомендована к печати 20 сентября 2017 г.
И.С. Новиковым*

*Поступила в редакцию 16 февраля 2017 г.,
после доработки — 23 июля 2017 г.*