

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ АРХЕОЛОГИИ И ЭТНОГРАФИИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**АРХЕОЛОГИЯ, ЭТНОГРАФИЯ И АНТРОПОЛОГИЯ ЕВРАЗИИ**

Выходит на русском и английском языках

Номер 4 (16) 2003

**СОДЕРЖАНИЕ**

**ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ. КАМЕННЫЙ ВЕК**

- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.** Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям озера Аксор 2

**ДИСКУССИЯ**

Проблема перехода от среднего к верхнему палеолиту

- Медникова М.Б.** Переход от среднего к верхнему палеолиту в Европе: дискуссионные аспекты таксономического ранга верхнепалеолитических скелетных остатков 17

**ЭПОХА ПАЛЕОМЕТАЛЛА**

- Матвеева Н.П., Рябогина Н.Е.** Реконструкция природных условий Зауралья в раннем железном веке (по палинологическим данным) 30
- Вадецкая Э.Б., Протасов В.А.** Енисейские мумии (археологические источники и их анатомическая экспертиза) 36
- Нестеров С.П., Мыльников В.П.** Деревянные онгоны с реки Бурен 48
- Черемисин Д.В.** Наскальная композиция с изображением колесницы и “танцоров” из Чаганки (Кара-Оюк), Алтай 57
- Кубарев Г.В., Кубарев В.Д.** Погребение знатного тюрка из Балык-Соока (Центральный Алтай) 64
- Богомолов Г.И.** Каменная стела из окрестностей Мингурыюка 83
- Епимахов А.В.** Верхне-кизильский клад: варианты интерпретации 96
- Кунгурова Н.Ю., Кадиков Б.Х.** Буддийские находки из пещеры на реке Моген-Бурен 103
- Горюнова О.И., Вебер А.В.** Комплекс с ажурной бляхой из погребения могильника бронзового века Курма XI (озеро Байкал) 110

**ЭТНОГРАФИЯ**

- Сато Хироюки, Онуки Сидзуо.** Этноархеологическое исследование поселений и территориального размещения удэгейцев на русском Дальнем Востоке (конец XIX – начало XX века) 116
- Русакова Л.М.** Коллекция одежды старообрядцев-сибиряков штата Орегон (США) 130

**ЭТНОРЕАЛЬНОСТЬ В ФОТООБЪЕКТИВЕ**

- Казахи Южного Алтая** 143

**ПЕРСОНАЛИИ**

- Григорий Максимович Бонгард-Левин** 153
- Алексей Павлович Уманский** 156
- Анатолий Иванович Мартынов** 158
- СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ** 160

УДК 551.583.2:551.791(571.1-13)

**В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, Л.А. Орлова**

*Институт геологии СО РАН  
пр. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия  
E-mail: Zykin@uiggm.nsc.ru*

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ОТЛОЖЕНИЯМ КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА АКСОР\*

### Введение

Развитие древнего человека тесно связано с древней природной средой и климатом, существенно влиявших на условия его обитания, образ жизни, выбор мест существования, возможности и пути расселения, характер хозяйственной деятельности. Одним из основных источников информации об изменении природной среды и климата во внутриконтинентальных районах в позднем плейстоцене и голоцене являются осадки озер, расположенные в замкнутых, бессточных котловинах. В образовании замкнутых котловин и развитии внутриконтинентальных озер климат играет определяющую роль. Пульсации водного режима озер, зависящие от термических условий и увлажненности территории, проявляются в осадконакоплении и колебании их уровня. Часто в осадках озер встречаются разнообразные индикаторы изменений природной среды и климата, связанные с различными палеогеографическими и геологическими явлениями. На основе данных сравнительного анализа динамики состояния внутриконтинентальных озер в позднем голоцене А.В. Шнитниковым был установлен цикл колебания их водного режима продолжительностью ок. 1 800 – 1 900 лет, отражающий изменения общей увлажненности материков [1957].

Замкнутые котловины различных размеров, очертаний и глубины широко распространены в зоне семиаридного климата на юге Западно-Сибирской равнины. Большинство из них имеют правильную округлую форму. Во многих котловинах располагаются бессточные озера различной минерализации. Несмотря

на длительную историю изучения этих озер [Берг, Игнатов, 1901; Волков, Волкова, 1982; Мартынов, 1963; Поползин, 1967; и др.], накоплено немного сведений об осадках, выполняющих бессточные котловины. Большинство работ посвящено географическому описанию озер и озерных котловин [Белецкая, 1976, 1988; Водопьянова, 1982; Муравлев, 1973; и др.]. Особое внимание уделено колебанию уровня современных озер в голоцене [Шнитников, 1957, 1963, 1975, 1985]. Наиболее полная информация об осадках и изменении уровня получена лишь по голоценовой истории развития котловины оз. Чаны [Волков, Волкова, 1982; История..., 1995; Орлова, Паньчев, 1985; Пульсирующее озеро..., 1982].

Проведенные в 1987 – 1995 гг. исследования четвертичных и плиоценовых отложений в береговых обрывах р. Иртыша между поселками Лебяжье и Подпуск выявили, что четвертичные отложения, залегающие в верхней части береговых разрезов, относятся к озерным отложениям котловины оз. Аксор [Зыкин, 1991]. Детальное изучение осадков позволило установить строение, основные закономерности формирования этих отложений, получить радиоуглеродные даты и реконструировать природную среду и климат времени их аккумуляции.

### Разрез верхнечетвертичных отложений котловины и его геоморфологическое положение

Разрез плиоцен-четвертичных отложений в береговых обрывах Иртыша между поселками Лебяжье и Подпуск (рис. 1) давно известен в геологической литературе [Высоцкий, 1896; Зальцман, 1968; Краснополь-

\* Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 01-05-65085)

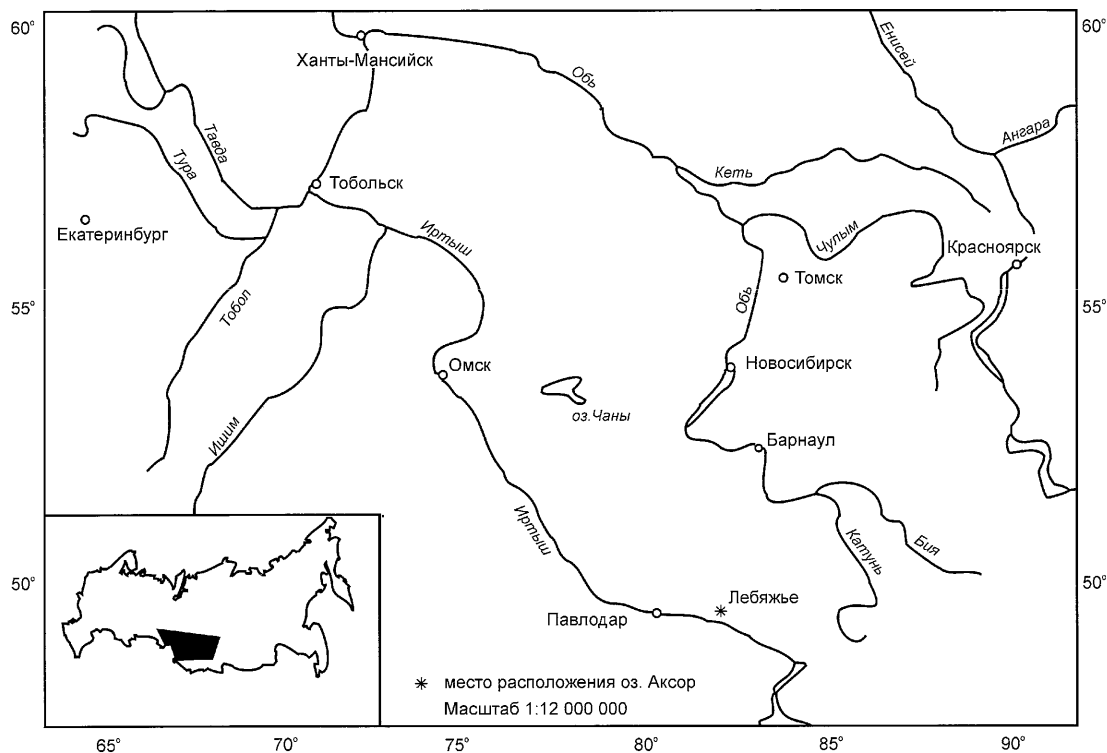


Рис. 1. Схема расположения разреза оз. Аксор.

ский, 1900; Лавров, 1959; Никифорова, 1953]. К нему приурочено крупное местонахождение позднеплиоценовой фауны позвоночных [Вангенгейм, 1977; Вислобокова, 1973]. Строение разреза приведено С.А. Архиповым [1971] и Р.А. Зиновой [1982]. Залегающие в верхней части разреза четвертичные отложения С.А. Архипов относил к среднеплейстоценовой кулундинской свите, а Р.А. Зинова связывала их со среднечетвертичными отложениями. Встречающиеся в разрезе мерзлотные деформации либо относили к плиоцену [Шкатова, Линькова, Минюк, 1986; Зубаков, 1990], либо считали их среднечетвертичными, образовавшимися во время максимального в Западной Сибири самаровского оледенения [Архипов, 1971].

Как показали детальные исследования на этом разрезе, четвертичные отложения лежат на склонах озерной котловины, в центре которой находится оз. Аксор (рис. 2). Они вложены в плиоценовые речные отложения. Котловина расположена юго-восточнее пос. Лебяжье. Она имеет округлую форму и вытянута на 11,5 км в северо-западном направлении и на 8,5 км в северо-восточном. Ее береговой уступ хорошо выражен в рельефе 8,5-километрового участка к северо-востоку от берегового обрыва Иртыша. Юго-западный склон подрезается береговым обрывом реки. Глубина котловины относительно междуречной равнины превышает 70 м. Уровень озера на 27,5 м ниже

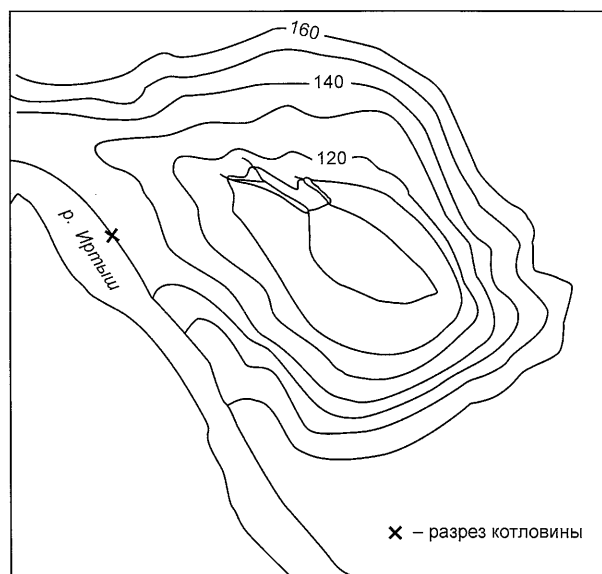


Рис. 2. Геоморфологическое положение разреза котловины оз. Аксор.

современного меженичного уровня Иртыша. К озерной поверхности у пос. Лебяжье прислонена первая надпойменная терраса реки, к которой наклонена современная поверхность вдоль Иртыша. Плиоценовые и четвертичные отложения в районе разреза разделены неровной денудационной поверхностью. Она отчет-

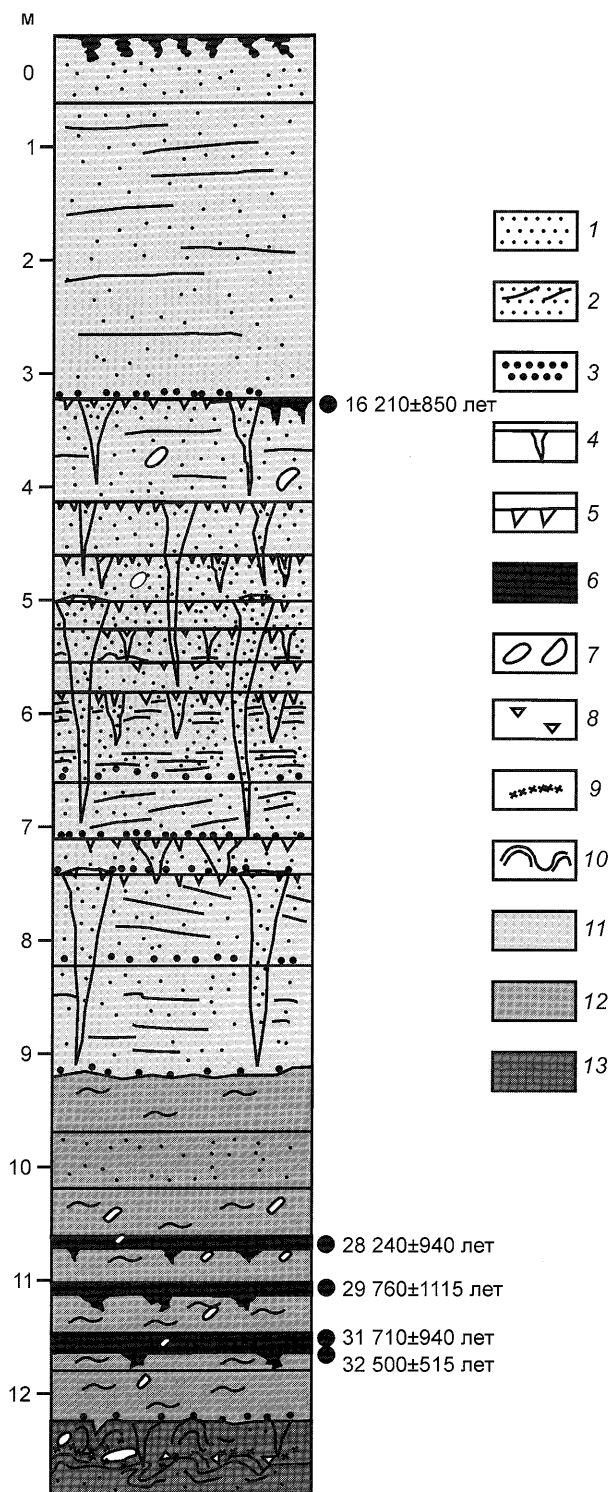


Рис. 3. Строение каргинско-сарганской толщи (изотопные стадии 2 и 3) в замкнутой дефляционной котловине оз. Аксор

1 – песок, 2 – песок слоистый, 3 – галька, 4 – первично-песчаные жилы, 5 – клинья усыхания, 6 – почвы, 7 – норы землероев, 8 – ветрогранники, 9 – карбонатная кора, 10 – криотурбация, 11 – сарганская толща (изотопная стадия 2), 12 – каргинская толща (изотопная стадия 3), 13 – отложения плейстоцена.

ливо прослеживается вдоль Иртыша на участке протяженностью более 24 км между поселками Подпуск и Лебяжье. Подошва четвертичных отложений наклонена к центру котловины.

В настоящее время разрез находится в области недостаточного увлажнения, в очень засушливой зоне, где годовое количество осадков не превышает 200 – 300 мм [Шварева, 1963]. Среднегодовая температура здесь составляет +1 °С [Гидрогеотермический атлас СССР..., 1983], средняя температура июля около +20 °С, а средняя температура января – 16 °С [Атлас СССР, 1984].

Наиболее полно отложения, выполняющие озерную котловину, вскрываются в правом береговом обрыве Иртыша высотой около 15 м, выше пос. Лебяжье на 1 400 – 1 600 м, в пологом денудационном понижении в плиоценовых отложениях протяженностью около 200 м. Подошва четвертичных отложений в этом понижении находится на 1,5 м выше меженного уровня Иртыша, на абсолютной высоте ок. 129 м. Географические координаты разреза: 51° 27' с.ш. и 77° 47' в.д. В 100 м выше нижнего окончания денудационного понижения сверху вниз вскрыт следующий разрез (рис. 3):

1. Почвенно-растительный слой – суглинок коричневатого-серый, плотный, легкий, плохо сортированный, с мелкой столбчатой отдельностью. Переход в нижележащий слой постепенный. Мощность 0,2 м.

2. Песок коричневатого-серый, полимиктовый, преимущественно мелкозернистый, плохо сортированный, неслоистый (благодаря переработке почвенными процессами). Переход в нижележащий слой неотчетливый. Мощность 0,4 м.

3. Песок коричневатого-серый, светлый, полимиктовый, преимущественно среднезернистый, слабо-слоистый, с неравномерной субгоризонтальной слоистостью, с прослойками крупно- и мелкозернистого песка толщиной до 3 см, местами с мелкой субгоризонтальной слоистостью, с прослойками толщиной до 0,5 см. Редко встречается мелкая галька размером до 0,5 см. Наблюдаются линзочки грубозернистого песка и мелкого гравия толщиной до 2 см и длиной до 30 см. В интервале 0,3 – 0,9 м отмечаются редкие прерывистые прослои светло-серого мергеля толщиной до 0,5 см. Нижняя граница резкая, неровная. Мощность слоя 2,65 м.

4. Песок серовато-коричневый, полимиктовый, преимущественно среднезернистый, плохо сортированный, с зернами крупнозернистого песка и редко – мелкой гальки. Слоистость мелкая, субгоризонтальная, обусловленная чередованием мелко-, средне- и крупнозернистого песка. Песок в верхней части от кровли (0,4 м) коричневатый, неслоистый, представляющий иллювиальный горизонт ископаемой почвы. В 108 – 115 м от северного конца понижения в верхней

части слоя находится ископаемая почва с гумусовым горизонтом черного цвета. Нижняя граница гумусового горизонта неровная, в виде языков-затек до глубины 10 см. По всему профилю почвы прослеживаются норы землероев диаметром 10 – 20 см, проникающие до глубины 2 м. В 50 м от конца понижения на участке протяженностью 2,5 м в 5 см от кровли виден прослой светло-серого мергеля. Верхняя поверхность песка и перекрывающей его почвы расчленена мерзлотными клиньями, выполненными более светлым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Клинья глубиной до 0,7 м и шириной 0,1 – 0,4 м удалены друг от друга на 1,5 – 2,1 м. Через 8 м встречаются клинья глубиной до 1,5 м. Слои, вмещающие клинья отложений, у контакта с клиньями слабо отжаты вверх. По поверхности песка и мерзлотных клиньев на глубину 5 – 10 см развиты мелкие клинья усыхания, заполненные светло-серым песком. Ширина полигональной решетки между ними до 0,2 м. Граница между слоями 3 и 4 подчеркнута прослоем мелкой гальки толщиной 1 см (галька расположена в один слой и представляет собой, по-видимому, пустынную мостовую, свидетельствующую о дефляции). Слоек гальки покрывает только мерзлотные клинья. Над мелкими клиньями гальки нет; часто она находится внутри них. Нижняя граница неровная, резкая. Мощность слоя 0,9 м.

5. Песок серовато-коричневый, плотный, полимиктовый, слабослюдистый, слабоглинистый, с прослоями и линзочками, обогащенными плохо сортированным крупнозернистым песком и мелким гравием. Слоистость неравномерная, субгоризонтальная. Верхние 5 – 7 см обогащены мелкой, плохо сортированной галькой кристаллических пород. Верхняя поверхность на глубину 0,6 м (иногда до 1,6 м) разбита мерзлотными клиньями шириной в верхней части до 0,3 м, выполненными более светлым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Расстояние между ними до 1,7 м. В одном из клиньев шириной 4 см и глубиной до 1,7 м в центральной части видна тонкая (0,5 см) прерывистая жилка светло-серого мергеля. Прослой песка у контакта с клиньями слабо отогнуты вверх. Поверхность слоя и мерзлотных клиньев разбита мелкими клиньями усыхания глубиной 6 см и шириной около 3 см, расположенными на расстоянии 6 – 8 см друг от друга. Эти клинья заполнены светло-серым, преимущественно среднезернистым песком. Местами между слоями 4 и 5 отмечается тонкий прослой мелкой гальки, залегающий между мелкими клиньями и внутри них. Нижняя граница слоя резкая. Мощность 0,47 м.

6. Песок серовато-коричневый, плотный, полимиктовый, слабослюдистый, преимущественно мелкозернистый с прослоями и линзами хорошо промытого крупнозернистого песка толщиной до 3 см. Слоис-

тость неравномерная, субгоризонтальная, линзовидно-горизонтальная, местами прослеживается крупная рябь волнения. Встречаются редкие пятна и субгоризонтальные жилки светло-серого карбоната. Между слоями 5 и 6 местами наблюдается прослой мелкой гальки мощностью до 1 см. Верхняя поверхность расчленена редкими узкими клиньями шириной 5 см, глубиной до 30 см, расположенными на расстоянии до 6 м друг от друга. Слойки песка у контактов с клиньями очень слабо приподняты вверх. Нижняя граница слоя неровная, резкая. Мощность 0,4 м.

7. Песок серовато-коричневый, плотный, полимиктовый, слабослюдистый, преимущественно мелкозернистый с большим количеством тонкозернистого песка, плохо сортированный. В верхней половине слоя песок неслоистый, в нижней – слоистость неотчетливая горизонтально-линзовидная. Верхняя граница слоя расчленена клиньями, выполненными более светлым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Ширина клиньев 0,9 – 1,5 м, глубина 1,7 м; расстояние между ними 4,3 м. Верхняя часть клиньев выпуклая. Контакт клиньев с осадками четкий, местами вдоль их наружных стенок отмечаются субвертикальные скопления светло-серых карбонатов. Слои песка у контакта с клиньями отчетливо отогнуты вверх. В кровле слоя также присутствуют мелкие клинья, расщепляющие как поверхность слоя, так и выгнутую поверхность крупных мерзлотных клиньев. Их ширина до 3 см, глубина 10 см; расстоянием между клиньями 8 см. Между слоями 6 и 7 имеется прослой мелкой гальки толщиной до 1 см. Галька находится на поверхности между мелкими клиньями и внутри них. Нижняя граница слоя неровная, резкая. Мощность 0,25 м.

8. Песок светло-коричневый, плотный, полимиктовый, слабослюдистый, преимущественно мелкозернистый, плохо сортированный, малоглинистый, неслоистый. Верхняя граница слоя разбита клиньями, выполненными более светлым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Ширина клиньев до 0,35 м, глубина 0,3 м; расстояние между ними 0,25 м. Верхняя часть клиньев выпуклая. Слои у контактов с клиньями очень слабо приподняты вверх. Клинья резко суживаются книзу. Поверхность слоя и крупных клиньев разбита мелкими клиньями глубиной до 8 см; расстояние между ними 8 см. Слои 7 и 8 разделяет прослой мелкой гальки толщиной до 1 – 2 см, расположенный между мелкими клиньями и внутри них. Мощность 0,26 м.

9. Песок коричневатого-серый, плотный, полимиктовый, слабослюдистый, плохо сортированный, преимущественно мелкозернистый, обогащенный мелкой галькой размером до 1 см. В верхней части слоя светло-серый, почти белый карбонатный прослой толщиной до 10 см, смятый в разорванные складки. Ниже карбонатного прослоя располагаются мелкие клинья

усыхания, заполненные светло-серым песком, который сцементирован карбонатом. Ширина клиньев у основания до 0,05 м, глубина до 0,4 м; расстояние между ними 0,3 м. Мощность 0,28 м.

10. Песок неслоистый, коричневый, со слабым красноватым оттенком, очень плотный, полимиктовый, мелкозернистый, алевритистый, с мелкой галькой толщиной до 10 – 15 см, переслаивается с более рыхлым песком серовато-коричневого цвета, полимиктовым, слабослюдистым, алевритистым, преимущественно мелкозернистым, с мелкой горизонтальной неравномерной слоистостью, которая подчеркнута слойками грубозернистого песка или мелкой гальки толщиной 10 – 20 см. Некоторые прослои местами прерывисто пропитаны карбонатными новообразованиями светло-серого цвета до 1 см толщины. Верхняя граница слоя разбита клиньями, выполненными более светлым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Ширина клиньев 0,2 м, глубина 0,5 м; расстояние между ними 0,7 м. По поверхности слоя и крупным клиньям развиты мелкие клинья усыхания шириной 5 см и глубиной 10 см, удаленные друг от друга на 8 см. Клинья усыхания оконтурены карбонатами. Нижняя граница резкая, неровная. Мощность 0,8 м.

11. Песок коричневатато-серый, рыхлый, полимиктовый, преимущественно мелкозернистый, с неравномерной параллельной слабонаклонной слоистостью. Она подчеркнута слойками и линзочками толщиной до 2 см грубозернистого песка и мелкой гальки. Нижняя граница резкая. Мощность 0,4 – 0,5 м.

12. Песок серовато-коричневый, плотный, полимиктовый, преимущественно мелкозернистый, плохо сортированный, с зернами грубозернистого материала, редко встречается гравий, местами, в верхней части, глинистый, со светло-серыми неправильными пятнами карбонатов до 10 см в поперечнике. В нижней части неотчетливая субгоризонтальная слоистость. Верхняя граница слоя рассечена клиньями с выпуклой верхней частью, выполненными более светлым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Клинья шириной 0,4 м и глубиной 0,8 м находятся на расстоянии друг от друга 3,3 м. Более крупные клинья шириной 1,5 м и глубиной 1,7 м удалены друг от друга на 8 м. Контакт клиньев с осадками четкий. По наружным стенкам клиньев местами прослеживаются субвертикальные скопления светло-серых карбонатов. Слой песка у контакта с клиньями резко отогнуты вверх. Крупные клинья и поверхность слоя разбиты мелкими клиньями, заполненными светло-серым песком. Ширина клиньев 5 см, глубина 10 см; расстояние между ними 10 – 15 см. Между слоями 11 и 12 тонкий прослой мелкой гальки толщиной 1 см. Он закрывает крупные мерзлотные клинья и не перекрывает мелкие клинья. Мощность 0,3 – 1 м.

13. Песок серовато-коричневый, плотный, полимиктовый, преимущественно мелкозернистый, плохо сортированный, с зернами грубозернистого материала. Слоистость неравномерная, субгоризонтальная, слабонаклонная. Она обусловлена чередованием слойков мелко- и грубозернистого лучше промытого песка. Нижняя граница слоя резкая, неровная. От подошвы песок в интервале 0 – 10 см обогащен мелкой галькой. Встречаются редкие прерывистые прослои карбонатов в верхней части. Верхняя граница слоя рассечена клиньями с выпуклой верхней частью, выполненными более светлым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Ширина клиньев у основания 0,5 м, глубина 1,7 м; расстояние между ними 4 м. Контакт клиньев с осадками четкий, местами вдоль их наружных стенок присутствуют субвертикальные скопления светло-серых карбонатов. Слой песка у контакта с клиньями резко отогнуты вверх. Крупные клинья и поверхность слоя разбиты мелкими клиньями, заполненными светло-серым песком. Ширина этих клиньев 5 см, глубина 8 см; расстояние между ними 10 – 15 см. Между слоями 12 и 13 прослой мелкой гальки толщиной до 2 см. Он закрывает крупные мерзлотные клинья и не перекрывает мелкие клинья. Мощность слоя 0,84 м.

14. Песок коричневатато-желтый, плотный, полимиктовый, слабослюдистый, мелкозернистый, слабоалевритистый, с неравномерной мелкой параллельной слабонаклонной слоистостью, с линзами и редкими прослоями коричневатато-серого хорошо промытого крупно- и среднезернистого песка толщиной 5 – 7 см. Нижняя граница неровная, резкая. Мощность 1,2 м.

15. Суглинок коричневатато-серый, плотный, в верхней части песчанистый, слабослюдистый, с редкими зернами гравия, с неясной субпараллельной слоистостью. Нижняя граница отчетливая. Мощность 0,5 м.

16. Песок желтовато-коричневый, плотный, глинистый, разнозернистый, плохо сортированный, с субвертикальной плитчатой отдельностью, параллельной стенке обнажения, и редкими кротовинами. Нижняя граница неотчетливая. Мощность 0,5 м.

17. Суглинок темно-коричневый, плотный, легкий, опесчаненный, плохо сортированный, с редкими зернами гравия и мелкой гальки. В верхней его части встречаются черные прослои и неправильной формы линзочки почти черного гумусированного материала. Они представляют остатки почвы, ниже которой много кротовин до 5 см в поперечнике, заполненных темно-коричневым суглинком. Мощность прослоев 0,5 – 0,7 м.

18. Педокомплекс, имеющий различное строение на северном склоне понижения, в 40 м от северного края понижения состоит из двух почв мощностью 0,45 м. Гумусовый горизонт верхней почвы представлен черным опесчаненным суглинком, смятым в очень пологие неправильные складки толщиной до 5 см.

Почвы разделены легким темным коричневато-серым суглинком мощностью до 0,15 м. Нижняя почва имеет гумусовый горизонт толщиной до 0,2 м почти черного цвета, легкосуглинистого состава. Ее основание неотчетливое, с мелкими до 5 см языками-затеками. Верхняя граница неровная, с редкими мелкими клиньями, проникающими на глубину до 0,25 м. В центральной части понижения, в 100 м от его северного края педокомплекс образован тремя темными, серовато-коричневыми, иногда почти черными гумусированными горизонтами опесчаненного суглинка мощностью 15, 12 и 7 см, разделенными серовато-коричневыми горизонтами более опесчаненного суглинка толщиной 35 и 10 см соответственно. Все гумусовые горизонты включают редкую гальку и гравий. В слое много нор землероев диаметром 5 – 8 см, проникающих до глубины 1,6 м. Мощность 0,8 м.

19. Суглинок лессовидный, коричневато-серый, плотный, легкий, более глинистый в верхней части, плохо сортированный, с редкой мелкой галькой и гравием, слабослюдистый. Нижняя граница отчетливая. Мощность 0,5 – 0,8 м.

20. Песок желтовато-серый, полимиктовый, мелкозернистый, слабослюдистый, слабоалевритистый, с редкой мелкой галькой, с мелкими желтовато-коричневыми пятнами гидроокислов железа. Нижняя граница неровная, резкая. Мощность 0,4 м.

21. Песок зеленоватого-серый, мелкозернистый, преимущественно кварцевый, хорошо окатанный, хорошо сортированный. Мощность до 0,2 м.

22. Глина серая, плотная, комковатая, песчанистая, с марганцево-железистыми дробовинами. Мощность 0,1 – 0,3 м.

23. Песчаник светло-серый, преимущественно мелкозернистый, полимиктовый, сильнокарбонатный, плохо сортированный, с редкой галькой. Мощность 0,04 – 0,05 м.

24. Галечник серый, плохо сортированный, состоящий из гальки различных размеров и разной степени окатанности. Многие гальки имеют светло-серую карбонатную корку и матовый блеск. Местами встречаются ветрогранники. Мощность галечника 0,04 – 0,08 м.

Слои 21 – 24 сильно криотурбированы, смяты в разорванные, часто сильно изогнутые складки. Мощность криотурбированного слоя составляет от 0,6 до 0,9 м благодаря захвату в криотурбации слоя 25. Верхняя поверхность криотурбированного слоя разбита мерзлотными клиньями шириной у основания 0,9 м, глубиной до 0,9 м, удаленными друг от друга на 4,8 м. Клинья заполнены желтовато-серым полимиктовым, плохо сортированным, преимущественно среднезернистым песком с субвертикально ориентированной полосчатостью. Контакт клиньев с осадками четкий, местами вдоль их наружных стенок присутствуют субвертикальные скопления светло-серых карбонатов.

25. Песок серый, разнозернистый, полимиктовый, с зернами гравия, хорошо промытый, косослоистый. В верхней части криотурбирован вместе со слоями 21 – 24 на глубину до 0,3 м. Видимая мощность 0,4 м.

Нижняя часть обнажения закрыта отложениями поймы Иртыша, высота которой до уреза воды (абсолютная высота 127,5 м) составляет около 1,5 м.

### Радиоуглеродные даты

Имеющиеся в разрезе ископаемые почвы были датированы на радиоуглеродной установке в Институте геологии СО РАН. Радиоуглеродная лаборатория систематически занимается определением дат, показывающих степень воспроизводимости результатов в других аналитических лабораториях, которые располагают, как правило, иной аппаратурой и проводят эксперимент по той же или совершенно иной методике. В 1998 – 2000 гг. этой и Гронингенской радиоуглеродной лабораторией (Нидерланды) определялся возраст 36 проб органических остатков для Куртаковского археологического района. Получена удовлетворительная сходимость радиоуглеродных дат обеих лабораторий [Дроздов и др., 1999; Haesaerts et al., 2000].

При подготовке почвенного материала для радиоуглеродного датирования была использована методика О.А. Чичаговой и А.Е. Черкинского [1975]. Определение  $^{14}\text{C}$  возраста выполнено по сумме фракций гуминовых кислот. Первая дата, определенная в 1989 г., была получена по образцу, отобранному из слоя 18 в 40 м от северного края понижения, из почти черного гумусового горизонта нижней почвы. Она показала возраст  $32\,500 \pm 515$  лет (СОАН-2867). В 1998 г. по образцам из этого же слоя (центральная часть понижения, 100 м от его северного края) из трех гумусовых горизонтов получены три последовательные даты. Верхний гумусовый горизонт датирован –  $28\,240 \pm 970$  лет (СОАН-3890). Возраст среднего гумусового горизонта составил  $29\,760 \pm 1\,115$  лет (СОАН-3889), нижнего гумусового горизонта –  $31\,710 \pm 1\,085$  лет (СОАН-3888). Образец, отобранный в 1998 г. в 115 м от северного конца понижения из гумусового горизонта слоя 4, показал возраст  $16\,210 \pm 850$  лет (СОАН-3891).

### Строение разреза и его литологические особенности

Четвертичные отложения, выполняющие озерную котловину, залегают с длительным денудационным перерывом на хорошо промытых серых косослоистых горизонтально залегающих разнозернистых речных песках (слой 25), относящихся к иртышской свите верхнего плиоцена [Зыкин, Зажигин, Казанский, 1991]. В разрезе они представлены озерно-субаэральной толщей мощностью 12,95 м, состоящей из двух





Рис. 4. Ветрогранники из основания озерных отложений котловины оз. Аксор.



Рис. 5. Растрескавшийся валун с пустынным загаром и карбонатной корой из основания озерных отложений котловины оз. Аксор. Фото А.А. Прокопенко.

пачек, резко отличных по составу и строению. К нижней пачке относятся слои 15 – 24 разреза, верхняя пачка состоит из слоев 2 – 14. Между ними наблюдается резкая граница, соответствующая незначительному перерыву в осадконакоплении.

К подошве четвертичных отложений и, следовательно, к основанию нижней пачки приурочена пустынная мостовая, хорошо прослеживаемая на участке протяженностью более 24 км между поселками Лебяжье и Подпуск. Она приурочена к денудационной поверхности, дну и склонам котловины, выработанным в речных плиоценовых отложениях на глубину более 70 м относительно междуречной равнины и на 27 м ниже меженного уровня современного Иртыша. Пустынная мостовая сложена плохо сортированным галечником мощностью до 0,1 м. В нем встречаются ветрогранники, крупная галька и мелкие валуны с пустынным загаром. Ветрогранники состоят из кремнистых пород и кварца, на многих присутствует отчетливая ячеистая скульптура (рис. 4). Иногда в слое присутствуют ветрогранники, валуны и крупная галька, растрескавшиеся на несколько частей (рис. 5) [Зыкин, Зыкина, Орло-

ва, 2000]. Выше распространена карбонатная кора толщиной до 8 см. Карбонаты пропитывают и нижележащий слой и образуют на многих гальках, валунах и ветрогранниках карбонатную корку. Наличие в переуглубленной котловине пустынной мостовой, ветрогранников, а также пустынный загар на поверхности ветрогранников, валунов и галек свидетельствуют о ее дефляционном происхождении и развитии в это время дефляционной пустыни. Время создания котловины и развития в ней пустынной дефляционной обстановки определить достаточно трудно. Не совсем ясно, при каких температурных условиях формировалась карбонатная кора. Чаще всего она фиксируется в областях с засушливым климатом с чередующимися сухими и дождливыми сезонами [Градзинский и др., 1980] и в районах с жарким климатом [Bretz, Horberg, 1949]. Присутствие карбонатных корок и жилок в верхней пачке разреза, формировавшейся в холодных климатических условиях, указывает на возможность развития карбонатных образований и в холодном сухом климате. Исходя из наличия над пустынной мостовой и карбонатной корой хорошо датированных верхнекаргинских отложений, а также учитывая отсутствие значительного перерыва в осадконакоплении между ними, временем распространения пустынных условий в Павлодарском Прииртышье можно считать ермаковскую ледниковую эпоху [Архипов, 1997] или 4-ю морскую изотопно-кислородную стадию.

Распространенные выше карбонатной коры мелководные озерные отложения видимой мощностью 0,5 м, сложенные серой глиной и зеленовато-серым мелкозернистым песком, формировались, по-видимому, в относительно теплых условиях, возможно, в раннекаргинское время. Они вместе с залегающими ниже карбонатной корой, галечником и ветрогранниками были смяты в разорванные, часто сильно изогнутые складки в результате криотурбации, а затем разбиты мерзлотными трещинами, образующими полигоны. Это событие может соответствовать внутрикргинскому похолоданию.



На поверхности, подвергшейся мерзлотным деформациям, лежат преимущественно коричневатосерые суглинки и глинистые пески, включающие ископаемые почвы. Судя по составу, цвету и текстурным особенностям, суглинки и пески накапливались в мелководном озерном водоеме, в котором были широко распространены водные растения. Почвы образовывались в субэзральных условиях при осушении водоема. По гумусу почв получена серия радиоуглеродных дат – 28 – 32 тыс. лет. С учетом полученных определений формирование этой части разреза можно связывать с позднекаргинским временем (по Н.В. Кинд [1974]) или с заключительным этапом 3-й морской изотопно-кислородной стадии. В морской изотопно-кислородной стратиграфии границы 4-й морской изотопной стадии соответствуют 75 и 59 тыс. лет, а 3-й морской изотопно-кислородной стадии – 59 – 24 тыс. лет [Martinson et al., 1987].

Верхняя пачка мощностью 9,15 м (слои 2 – 14) залегает на каргинских отложениях с незначительным денудационным перерывом. Она представлена преимущественно мелкозернистыми слюдистыми песками с отчетливой субгоризонтальной и мелколинзовидной слоистостью и местами со слоистостью ряби волнения. Плохая сортировка и слоистость свидетельствуют от том, что пески формировались в прибрежной части неглубокого озера, возможно мелководного залива, где теплоизолирующее влияние толщи воды существенно не сказывалось на мерзлотных процессах. Верхняя пачка имеет отчетливое циклическое строение, отражающее смену субэзрального и субаквального режима осадконакопления. Циклы осадконакопления почти равномерны по мощности. Они начинаются озерными осадками, залегающими со слабыми денудационными перерывами на осадках предыдущих циклов. Во время перерывов происходила кратковременная дефляция и формировались тонкие слойки гравия и мелкой гальки с матовой поверхностью пустынного загара. В верхних частях циклов песок обычно неслоистый и более плотный, что свидетельствует о его выветривании в субэзральных условиях. Иногда в верхних частях песчаных циклов находятся тонкие карбонатные корочки, образовавшиеся при подтягивании карбонатов к субэзральным поверхностям. Озерные пески верхней пачки разделены 11 субэзральными поверхностями, на восьми из которых развиты полигонально-жильные образования. Часто на субэзральных поверхностях, в т.ч. на верхних поверхностях полигонально-жильных образований, развиты мелкие полигональные трещины. Верхний горизонт полигонально-жильных образований разбивает каштановую ископаемую почву (слой 4), для которой имеется радиоуглеродная дата –  $16\ 210 \pm 850$  лет. Отчетливые цветовые и структурные переходы в разрезе от нижней пачки к верхней отражают резкие из-

менения условий осадконакопления. Строение верхней пачки, наличие в ней полигонально-жильных структур, залегание на верхнекаргинских отложениях и радиоуглеродная дата для верхней почвы позволяют отнести ее образование к сартанскому времени или ко 2-й морской изотопно-кислородной стадии. Возраст основного климатического рубежа на границе каргинского времени с сартанским оледенением в Западной Сибири точно не установлен. По мнению Н.В. Кинд [1974], он падает на интервал от 25 – 24 тыс. л. н. (наиболее молодые даты для позднекаргинских отложений) до 21 тыс. лет, а с точки зрения С.А. Архипова [1997] – на период 23 – 22 тыс. л. н. Граница 2-й и 3-й морских изотопно-кислородных стадий проходит на уровне 24 тыс. л. н. [Martinson et al., 1987].

### Ископаемые почвы

Ископаемые почвы распространены в верхней и нижней частях описанного разреза. Верхняя ископаемая почва, дата которой  $16\ 210 \pm 85$  л.н., завершает формирование слоя 4 в разрезе. Дата позволяет считать почву сформировавшейся в позднеледниковье. В профиле почвы выделяются следующие горизонты: гумусовый (A), переходный гумусовый (AB), иллювиальный (B<sub>1</sub>).

Горизонт A (0 – 0,2 м) – суглинок легкий, опесчаненный, черный с коричневым оттенком, некарбонатный, уплотненный, встречается мелкая галька, много нор землероев, заполненных песком из нижележащего горизонта. Переход в следующий горизонт заметен по цвету.

Горизонт AB (0,2 – 0,35 м) – суглинок темно-коричневый, легкий, опесчаненный, некарбонатный, слабоуплотненный, содержит мелкую гальку и грубый песок, много нор землероев, местами отмечается очень слабое вскипание от соляной кислоты. Переход в следующий горизонт заметен по плотности и цвету.

Горизонт B<sub>1</sub> (0,35 – 0,5 м) – суглинок легкий, коричнево-красный, очень опесчаненный, плотный, содержит мелкую гальку, почти некарбонатный, норы землероев диаметром от 5 до 10 см заполнены темной супесью. Переход в следующий горизонт заметен по цвету.

Профиль почвы укорочен и слабо развит, что свидетельствует о его формировании в течение кратковременного интерстадиала. Эту почву можно считать аналогом позднеледниковой суминской почвы в Западной Сибири [Зыкина, Волков, Дергачева, 1981; Zykina, 1999]. По механическому составу она относится к суглинкам легким, опесчаненным. В распределении основных элементов по профилю отмечается накопление в иллювиальном горизонте илстой фракции, полуторных окислов железа и алюминия, связанное, скорее всего, с солонцовым процессом. По данным микроморфологии, гумусовый горизонт

имеет глинистую плазму, содержащую тонкодисперсный темно-бурый и бурый гумус. Он представлен бурыми высокодисперсными формами, равномерно распределенными в плазме. Основная масса хорошо агрегирована в микроагрегаты первого и второго порядка округлой формы. В горизонте встречаются биогенные агрегаты – экскременты дождевых червей. В гумусовом (А1) и иллювиальном (В<sub>1</sub>) горизонтах отмечаются признаки подвижности глины (струйчатые формы ориентированной глины в плазменном материале и кутаны на поверхности агрегатов и кварцевых зерен), что можно объяснить процессом осолонцевания.

Характер строения, физико-химические свойства почвы, микростроение горизонтов свидетельствуют о сходстве ее с современными темно-каштановыми почвами сухой степи. В почвах этой зоны в условиях очень аридного климата существенно ослабляется гумусово-аккумулятивный процесс. В составе гумуса увеличивается роль фульвокислот, что в значительной степени обуславливает окраску профилей. Отношение  $C_{гк} : C_{фк}$  в гумусовом горизонте изученной почвы равно 0,95. Среди ведущих элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП) для этой почвы можно выделить поверхностное и внутрипочвенное поступление растительных остатков, осолонцевание, среди сопряженных ЭПП – миграцию гумуса, оструктурирование почвенной массы [Ильичев, 1992]. Почва сформировалась в условиях, близких к современным, но из-за кратковременности ее развития не достигла зрелости профиля современных темно-каштановых почв, развитых на этой территории.

Ископаемые почвы слоя 18 в разрезе изучены по северному склону котловины в двух расчистках. Возрастной интервал радиоуглеродных дат (28 – 32 тыс. л.н.), полученных по сумме фракций гуминовых кислот из гумусовых горизонтов ископаемых почв в разных расчистках, лежит в пределах позднекаргинского времени.

В первой расчистке, находящейся в 40 м от северного края понижения, вскрыт комплекс из двух почв. Профиль верхней почвы по мощности меньше нижней в 2 раза, он состоит из двух генетических горизонтов. Гумусовый горизонт (А) – суглинок опесчаненный черного цвета в виде пологих гумусированных складок мощностью до 5 см, разбросанных в интервале 20 см. Гумусово-иллювиальный горизонт (АВ) – суглинок легкий, коричневато-серый, карбонатный, мощностью 15 см, содержит норы землероев.

Нижняя ископаемая почва по сравнению с верхней имеет лучше развитый профиль и больше по мощности, включает гумусовый (А), переходный (АВ) и иллювиальный (В) горизонты.

Горизонт А (0,35 – 0,55 м) – суглинок черного цвета со слабым коричневатым оттенком, легкий, опесча-

ненный, некарбонатный, уплотненный. В кровле и основании горизонта отмечены норы (5 – 10 см) землероев. Верхняя граница горизонта неровная, редко расчленена трещинами усыхания, замаскирована норами землероев. Нижняя граница в виде редких узких гумусированных затеков, чаще волнистая, закругленная. Переход в другой горизонт заметен по цвету.

Горизонт АВ (0,55 – 0,70 м) – супесчаный, коричневатый с черным оттенком, некарбонатный, отмечается мелкая галька, присутствуют норы землероев, заполненные песком или суглинком с вкраплениями. Переход в другой горизонт заметен по утяжелению механического состава.

Горизонт В (0,70 – 0,85 м) – суглинок опесчаненный, коричневый, с редко встречающимися мелкими пятнышками карбонатов, плотный, его пересекают редкие узкие гумусированные затеки, отмечается галька размером до 2 см, присутствуют норы землероев. Переход в другой горизонт заметен по цвету и механическому составу.

Характер строения профилей обеих почв, черный цвет органических горизонтов и формы новообразований позволяют говорить о черноземовидных почвах степной зоны. Гумусовые горизонты почв практически не содержат растительных остатков, что свидетельствует о благоприятных условиях трансформации органического вещества и активном гумусообразовании. Их микростроение подтверждает хорошую агрегированность (агрегаты первого – третьего порядка), скоагулированное органическое вещество образует агрегаты первого порядка. В иллювиальном горизонте нижней почвы отмечается некоторое накопление илстой фракции (< 0,001 мм) и полуторных окислов железа и алюминия. Микропризнаки показывают перемещение и отложение тонкодисперсных частиц по порам, краям агрегатов и кварцевых зерен. Их наличие в нижней почве, возможно, связано с солонцовым процессом либо с большей влажностью. Ведущими ЭПП для верхней почвы следует считать иллювиально-карбонатный, гумусонакопление, а в нижней – дополнительно лессиваж.

В 100 м от северного края понижения (центральная его часть) присутствует комплекс из трех почв, имеющих слаборазвитые профили, в которых выделяются горизонты А и ВС. Радиоуглеродные даты (28 240 ± 970 лет (СОАН-3890) – верхняя почва, 29 760 ± 1 115 лет (СОАН-3889) – средняя почва, 31 710 ± 1 085 лет (СОАН-3888) – нижняя почва), полученные по сумме фракций гуминовых кислот, свидетельствуют о позднекаргинском возрасте гумусовых горизонтов всех трех ископаемых почв.

Гумусовый горизонт верхней почвы – А (0,0 – 0,15 м) – представлен супесью темно-серого цвета, иногда черного с коричневатым оттенком, слабоуплотненной, карбонатные новообразования отсутствуют,

встречаются норы землероев диаметром до 5 см, заполненные суглинком. Верхняя граница горизонта неровная, волнистая, а нижняя – в виде гумусированных языков-затеков шириной и глубиной 5 – 15 см. Переход в другой горизонт заметен по цвету и механическому составу.

Горизонт ВС (0,15 – 0,50 м) – супесь темно-серо-коричневая за счет прокраски органическим веществом из гумусового горизонта, более опесчаненный, чем предыдущий, к основанию переходит в песок коричневого цвета, карбонаты отсутствуют, встречается мелкая (до 0,5 см) окатанная галька и редкие норы землероев. Переход к другому горизонту заметен по цвету.

Гумусовый горизонт средней почвы – А (0,50 – 0,62 м) – супесь темно-серо-коричневая, уплотненная, некарбонатная, некоторое оглинение наблюдается в основании горизонта, встречаются мелкая щебенка и галька. Верхняя граница горизонта в виде мелких трещинок, нижняя – в виде гумусированных язычков-затеков и карманов небольших размеров.

Горизонт ВС (0,62 – 0,72 м) – супесь коричневато-желтая, более оглиненная, чем вышележащая, некарбонатная, присутствуют мелкая галька и щебенка. Переход к другому горизонту нечеткий по цвету.

Гумусовый горизонт нижней почвы – А (0,72 – 0,79 м) – супесь серая с коричневатым оттенком, иногда в виде темно-серых пятен, некарбонатная. Верхняя граница нечеткая, в виде мелких трещинок и язычков, нижняя – неясная, волнистая; присутствуют мелкие щебень и галька.

Горизонт ВС (0,79 м – видимая мощность 20 см) – супесь коричневато-желтая, уплотненная, некарбонатная; встречаются крупнозернистый песок, мелкие гальки и щебень.

Мощность верхней ископаемой почвы в 2 раза больше, чем нижележащих почв. Гумусовые горизонты также различаются между собой: верхний – самый яркий по цвету и большой по мощности, с четкими верхней и нижней границами, средний и нижний – самый невыразительный. Все три почвы практически не имеют карбонатных новообразований, что обусловлено, скорее всего, легким механическим составом почв, определяющим вымывание карбонатов на значительную глубину. Основные компоненты валового состава, как и фракции механического состава, не обнаруживают существенных различий в распределении по профилям почв. Гумусовые горизонты почв, согласно данным микростроения, состоят из простых агрегатов округлой формы не сложнее второго порядка, а в верхней – до третьего. Агрегаты первого порядка представлены скоагулированным органическим веществом, что очень характерно для почв черноземного ряда. Соотношения основных компонентов гумуса в аккумулятивных горизонтах почв свидетельствуют о его гуматном составе, кото-

рый соответствует почвам лесостепной и степной зон. Все три изученные почвы можно отнести к типу слаборазвитых черноземовидных.

Таким образом, в разрезе присутствуют почвы двух теплых интервалов позднего неоплейстоцена (внутрисарганского и позднекаргинского). Верхняя почва, сходная с темно-каштановыми, сформировалась в условиях сухой степи. Ее возраст  $16\ 210 \pm 850$  лет (СОАН-3891), близок к возрасту суминской почвы Западной Сибири [Зыкина, Волков, Дергачева, 1981; Zykina, 1999]. Почвы нижнего педокомплекса, согласно строению профилей и комплекса их физико-химических свойств, соответствуют типу черноземовидных слаборазвитых, развивавшихся в условиях степи. На основании радиоуглеродных дат и особенностей строения профилей они хорошо сопоставляются с верхней почвой искитимского педокомплекса Западной Сибири [Там же; Зыкин, Зыкина, Орлова, 2000]. Все изученные ископаемые почвы сформировались в условиях, близких к современным, но судя по строению профилей, за более короткое время, чем современные почвы. Сравнительный анализ строения профилей всех изученных ископаемых почв, микростроения горизонтов, состава органического вещества и их основных физико-химических свойств показал, что климат в позднекаргинское время был несколько влажнее, чем в позднеледниковье.

### Криогенные образования

В разрезе широко распространены криогенные образования, относящиеся к криотурбациям и полигонально-жильным структурам.

Горизонт криотурбаций, представленный в нижней части разреза четвертичных отложений, отчетливо прослеживается на участке протяженностью 24 км между поселками Лебяжье и Подпуск. Он приурочен к поверхности пологого склона, разделяющей плиоценовые и четвертичные отложения. Абсолютная высота его залегания у пос. Лебяжье – 127,9 м, у пос. Подпуск – 165 м. Криотурбации представляют собой горизонт мощностью 0,6 – 0,9 м сильно изогнутых, смятых в часто разорванные складки в результате солифлюкции слоев 21 – 24 разреза четвертичных образований и верхней части плиоценовых отложений до глубины 0,3 м. Ниже горизонта криотурбаций плиоценовые пески (слой 25) на глубине 0,5 – 1 м имеют зеленоватый оттенок.

Обычно криотурбации рассматриваются как следы существования многолетнемерзлых пород и соответствуют сезоннопротаивающему слою [Данилова, Баулин, 1973]. В данном разрезе наличие их подтверждается полигональными первично-песчаными жилами, секущими горизонт криотурбаций. По мнению Н.С. Даниловой и В.В. Баулина [1973], переме-

щение грунта, наблюдаемое в инволюциях, возникает в период промерзания обводненного сезоннопротаивающего слоя. Образование криотурбаций на песчаных отложениях, которые легко водопроницаемы в немерзлом состоянии, возможно только в случае, если ниже этого горизонта находятся многолетнемерзлые породы. Сохранение обводненного слоя обусловлено наличием водоупора из многолетнемерзлых песков только при низких летних температурах. Мощность горизонта криотурбаций в описываемом разрезе, составляющая 0,6 – 0,9 м, близка глубине протаивания связных пород в арктической геокриологической зоне [Каплина, 1965].

Процесс формирования криотурбационных тектур предполагает достаточную степень увлажнения грунта [Owen et al., 1998] и, следовательно, определенное годовое количество осадков. Предельная минимальная величина выпадающих осадков, ниже которой возможность течения грунтов резко падает, составляет 200 мм [Там же].

Полигонально-жилые структуры распространены в нижней части нижней и в верхней пачке. Они носят отчетливый эпигенетический характер. Клинья заполнены песком, имеют отчетливую субвертикальную полосчатость, созданную элементарными песчаными жилками различного цвета, в большинстве случаев слои вмещающих их отложений изогнуты вверх, причем наибольшая изогнутость вверх наблюдается в верхних частях жил. Часто они имеют выпуклую верхнюю часть. Над жилами и слоями, подвергшимися растрескиванию, прослеживаются тонкие горизонты гравия и мелкой гальки с матовой поверхностью, представляющие собой пустынные мостовые. Последние образовались в результате селективного выдувания мелкого материала. Состав, морфологические особенности и размеры позволяют относить полигонально-жилые структуры разреза к первично-песчаным жилам [Романовский, 1972, 1977]. Они образуются в результате многократного повторяющегося процесса заполнения морозобойных трещин золовым песком в резко континентальном климате. Современные первично-песчаные жилы изучены только в условиях полярных, резко и, особенно подробно, резко континентальных типов сезонно-талых слоев в грубообломочных отложениях различного генезиса [Péwé, 1959; Berg, Black, 1966; Pissart, 1968; Black, 1973; Романовский, 1977; и др.]. В плейстоцене они широко распространены в Центральной и Северной Европе у края ледниковых щитов [Goździk, 1973]. Для территории их формирования характерны весьма малоснежные зимы с сильными ветрами и интенсивными золовыми процессами. По данным Н.Н. Романовского [1977], среднегодовые температуры пород, при которых образуются первично-песчаные жилы в песчано-гравийных отложениях, должны быть

очень низкими, видимо, ниже  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . По мнению Р.С. Бредли [Bradley, 1994] и Дж. Карте [Karte, 1983], среднегодовые температуры воздуха времени формирования полигональных песчаных клиньев составляют меньше  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  ...  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а среднегодовая сумма осадков менее 100 мм. Выпуклые верхние части первично-песчаных жил свидетельствуют о том, что процессы дефляции происходили в холодных условиях, когда жилы находились в мерзлом состоянии, и что сила ветра усиливалась к концу их формирования.

### Реконструкции климата и природной среды

Комплексные детальные исследования четвертичных отложений, условия залегания в замкнутой котловине оз. Аксор, а также радиоуглеродное датирование позволили восстановить особенности их формирования, последовательность осадконакопления и реконструировать изменения природной среды и климата в регионе во время накопления.

Образование замкнутой котловины связано с резко усилившейся аридизацией климата, усилением силы ветра и развитием в этом регионе дефляционной пустыни во время 4-й морской изотопно-кислородной стадии в интервале 74 – 59 тыс. л.н. Размеры котловины говорят об огромном количестве рыхлого материала, вынесенного ветром за ее пределы. С развитием процессов опустынивания связано и формирование обширной денудационной поверхности, развитой в Павлодарском Прииртышье и за его пределами. Во время развития дефляционной котловины на ее дне происходило образование пустынной мостовой, ветрогранников, карбонатной коры и пустынного загара на обломках коренных пород. В результате резких перепадов дневных и ночных температур многие ветрогранники, мелкие валуны и крупные гальки растрескались (см. рис. 5).

Дефляционные пустыни с ветрогранниками и пустынным загаром на каменном материале образовывались как в жарком аридном климате [Glennie, 1970], так и в холодном аридном климате во время оледенений [Колпаков, 1970, 1973, 1979, 1983; Лунгерсгаузен, 1961; Медянцеv, 1962; Флинт, 1963]. Пустынный загар отмечается в настоящее время и в полярных странах [Гладцин, 1936]. А.П. Тутковский [1899, 1910] считал, что появление и расцвет четвертичных пустынь повсеместно сопровождали фазу отступления ледникового покрова или совпадали с послеледниковыми фазами, т.е. пустыни были приурочены к началу межледниковий и интерстадиалов. Как показывают последние данные, полученные по кернам льда из Антарктиды [Petit et al., 1990, 1999] и Гренландии [Alley, 2000; Alley et al., 1995; Biscaye et al., 1997], увеличение количества пыли в атмосфере, связанное

с увеличением силы ветра, развитием пустынь и выносом из них продуктов дефляции, происходило в эпохи оледенений. По данным У. Брекера [Broecker, 2000], количество пыли в атмосфере во время оледенений было в 30 раз больше, чем во время межледниковий. Некоторыми исследователями [Moreno et al., 2001] приводятся данные, согласно которым увеличение силы ветра и количества пыли в атмосфере происходило в терминации.

В последующее, раннекаргинское, время в дефляционной котловине накапливались мелководные озерные осадки. В период внутрикаргинского похолодания в относительно влажных условиях они были криотурбированы, а затем при усилении аридизации и похолодания климата на них были развиты полигональные первично-песчаные жилы, которые, по-видимому, были частично дефлированы.

В позднекаргинское относительное потепление климата в замкнутой котловине при некотором увлажнении климата существовал мелководный, сильно зарастающий озерный водоем. Его уровень значительно колебался. Во время его понижения на озерных осадках формировались черноземовидные почвы, отражающие степные ландшафты. Смена субаквального режима осадконакопления субэвральным была связана с изменением увлажненности климата.

Выявленные в разрезе нижней пачки (слои 15–24) озерной котловины существенные изменения в осадконакоплении отражают резкие климатические изменения в Павлодарском Прииртышье. Они соответствуют 4-й и 3-й морским изотопно-кислородным стадиям и отвечают эпизодам быстрых климатических осцилляций в Северной Атлантике [Bond et al., 1993; Dansgaard et al., 1993]. Эти резкие колебания также отчетливо фиксируются в палинологических последовательностях в Европе [De Beaulieu, Reille, 1984; Guiot et al., 1989; Woillard, Mook, 1982].

Формирование верхней пачки происходило с 24 тыс. л.н. в обстановке, резко отличной от условий образования нижней пачки разреза во время последнего сартанского оледенения. Наблюдаемое в разрезе отчетливое циклическое чередование озерных песков, полигональных первично-песчаных жил и горизонтов пустынного выветривания и селективного выдувания отражает резкие изменения температуры и увлажнения климата (рис. 6). Фазы криогенеза происходили в условиях сильного холода, во время которых температура опускалась до  $-12 \dots -20 \text{ }^\circ\text{C}$ , а среднегодовая сумма осадков была менее 100 мм. Зимы были малоснежные, с сильными ветрами. Из котловины в это время выносилось большое количество рыхлого материала. Отклонение среднегодовой температуры в период фаз криогенеза от современных значений составляло  $13 - 21 \text{ }^\circ\text{C}$ , что хорошо согласуется с результатами палеоклиматического моделирования [Kutzbach et al.,

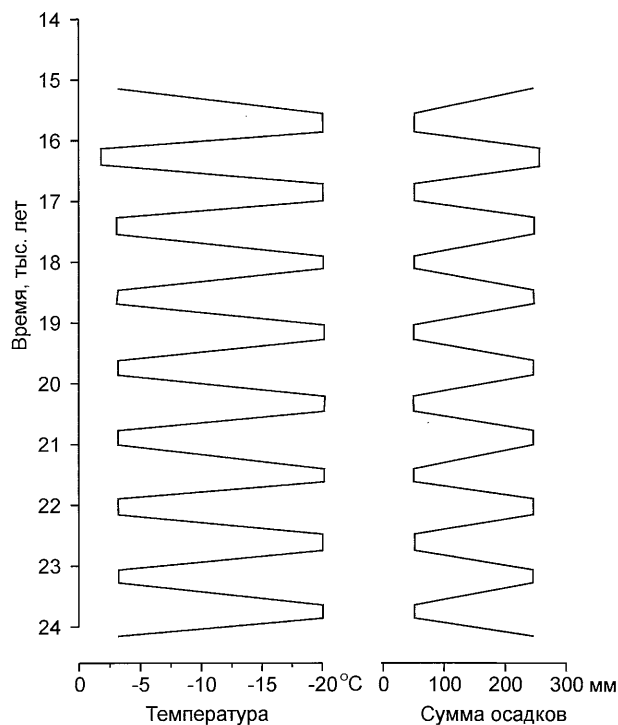


Рис. 6. Изменение температуры и годовой суммы осадков в сартанское время по данным из отложений оз. Аксор.

1998], дающего для этих широт на уровне 21 тыс. лет среднегодовые температуры на  $10 - 15 \text{ }^\circ\text{C}$  ниже современных. Данные термометрии скважины, пробуренной во льдах Гренландии на станции Саммит [Cuffey, Clow, 1997], указывают, что в течение ледникового времени температура воздуха в среднем была на  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ , а в периоды сильного похолодания на  $18 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$  ниже, чем сейчас.

Во время формирования озерных песков увлажнение территории увеличивалось, а полигонально-жилые структуры не формировались. Учитывая холодный температурный режим сартанской эпохи [Архипов, Волкова, 1994], можно допустить, что озерные осадки без мерзлотных структур образовывались близ южной границы криолитозоны, где среднегодовые температуры воздуха в настоящее время близки  $-3 \text{ }^\circ\text{C}$  [Дучков и др., 1995]. Горизонты пустынного выветривания с карбонатными образованиями, развитые на поверхностях озерных осадков и первично-песчаных жил, по-видимому, формировались в сухих умеренно-холодных условиях. Хорошая сохранность мерзлотных структур, при которой сохранялись выпуклые части первично-песчаных жил, свидетельствует о достаточно быстрых сменах условий осадконакопления в замкнутой котловине.

В разрезе выделяется не менее восьми эпох кратковременных умеренно холодных и влажных условий.

В это время происходили деградация мерзлоты, сопровождаемая вытаиванием первично-песчаных жил, и трансгрессия озера. В течение восьми эпох сильных похолоданий и аридизации климата озерный водоем осушался, его дно промерзало, образовывались первично-песчаные жилы и происходила дефляция. Различия в температуре интервалов сильного и умеренного холода составляли от 9 до 17 °С.

При определении продолжительности быстро сменяющихся эпох похолоданий и относительных потеплений климата возникает некоторая неопределенность из-за неточного возраста нижней границы сартанской эпохи. Принимая за нижний рубеж сартанской эпохи уровень 25 – 24 тыс. л.н. [Кинд, 1974] и радиоуглеродную дату для верхней почвы (слой 4) в 16 210 ± ± 850 лет, а также исходя из наличия в этом интервале семи эпох резких потеплений и похолоданий климата, можно заключить, что продолжительность наблюдаемых в разрезе циклов составляла ок. 1 100 – 1 300 лет. С учетом синхронности крупных эпох похолоданий и потеплений [Broecker, 2000], по крайней мере в течение последних 500 тыс. лет, радиоуглеродные даты для Западной Сибири следует считать омоложенными и принимать границу карги и сартана, согласно глобальной хронологии [Martinson et al., 1987], на уровне 28 тыс. лет. При проведении границы 2-й и 3-й изотопно-кислородных стадий на уровне 28 тыс. лет [Bond et al., 1993] длительность климатических циклов увеличивается до 1 600 – 1 700 лет. Таким образом, выявленная в разрезе продолжительность циклических климатических изменений соответствует тысячелетней продолжительности событий резких изменений температуры, установленных впервые во льдах Гренландии и осадках Северной Атлантики [Ibid; Dansgaard et al., 1993]. О совпадении этих событий также свидетельствуют данные о значительном возрастании пыли в атмосфере Северной Атлантики во время периодов сильного холода [Broecker, 2000] и резком увеличении дефляции в Павлодарском Прииртышье в период формирования полигональных первично-песчаных структур.

Самая поздняя озерная трансгрессия, осадки которой залегают выше последней датированной почвы, по-видимому, соответствует времени последней дегляциации, начало которой зафиксировано в изотопно-кислородной записи осадков центральной части Арктического океана на уровне 15 700 л.н. [Stein et al., 1994].

### Заключение

Детальные комплексные исследования верхнечетвертичных отложений, залегающих в замкнутой котловине оз. Аксор, позволили установить их строение, основные закономерности формирования, получить радиоуглеродные даты и провести реконструкцию при-

родной среды и климата времени их аккумуляции. Установлено, что наблюдаемое в разрезе отчетливое циклическое чередование озерных песков, полигональных первично-песчаных жил и горизонтов пустынного выветривания и селективного выдувания отражает резкие изменения температуры и увлажнения климата тысячелетней продолжительности. Фазы криогенеза проявлялись в условиях сильного холода при температуре –12 ... –20 °С (отклонение среднегодовой температуры относительно современных значений достигало 13 – 21 °С) и среднегодовой сумме осадков менее 100 мм. Малоснежные зимы с сильными ветрами способствовали выносу большого количества рыхлого материала. Прибрежные озерные осадки без мерзлотных структур образовывались близ южной границы криолитозоны, где среднегодовые температуры воздуха в настоящее время близки –3 °С. Горизонты пустынного выветривания с карбонатными новообразованиями, развитые на поверхностях озерных осадков и первично-песчаных жил, по-видимому, формировались в сухих умеренно-холодных условиях. Различия в температуре интервалов сильного и умеренного холода составляли 9 – 17 °С.

### Список литературы

- Архипов С.А.** Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 329 с.
- Архипов С.А.** Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 12. – С. 1863 – 1884.
- Архипов А.С., Волкова В.С.** Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. – 105 с.
- Атлас СССР.** – М.: ГУГК СМ СССР, 1984. – 259 с.
- Белецкая Н.П.** Морфология и морфометрия озерных котловин Петропавловского Прииртышья // Геогр. науки. – 1976. – Вып. 6. – С. 67 – 71.
- Белецкая Н.П.** Озерные районы Западно-Сибирской равнины // Рельеф Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 93 – 99.
- Берг Л.С., Игнатов П.Г.** Солёные озера Селеты-Денгиз, Теке и Кызыл-Как Омского уезда // Зап. Западно-Сибирского отдела РГО. – 1901. – Т. 28. – 161 с.
- Вангенгейм Э.А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). – М.: Наука, 1977. – 177 с.
- Вислобокова И.А.** О местонахождениях эоплейстоценовых млекопитающих в Павлодарском Прииртышье // Геология и геофизика. – 1973. – № 5. – С. 123 – 126.
- Водопьянова С.Г.** Морфометрия и морфология озер южных равнин Западной Сибири // Закономерности развития рельефа Северной Азии. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 62 – 72.
- Волков И.А., Волкова В.С.** Позднеледниковая и голоценовая история озер южной части Западно-Сибирской равнины по геологическим данным // Позднекайнозойская история озер в СССР. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 101 – 108.



- Высоцкий Н.К.** Геологические исследования 1894 г. в Киргизской степи и на Иртыше (предварительный отчет) // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. – М.: Б.и., 1896. – Вып. 1. – С. 1 – 45.
- Гидрогеотермический атлас СССР** (зона активного водообмена). – Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
- Гладкий И.Н.** К вопросу о пустынном выветривании // Проблемы физической географии. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. – Т. 3. – С. 143 – 146.
- Градинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.** Седиментология. – М.: Недра, 1980. – 640 с.
- Данилова Н.С., Баулин В.В.** Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. – М.: Наука, 1973. – С. 66 – 79.
- Дроздов Н.И., Чеха В.П., Орлова Л.А., Хазертс П., Дамблон Ф.** Новые данные о каргинском горизонте Средней Сибири (бассейн Енисея) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1999. – Том 5: Материалы VII Годовой итоговой сессии Института археологии и этнографии. Декабрь 1999 г. – С. 121 – 126.
- Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Девяткин В.Н., Ан В.В., Соколова Л.С.** Геотермическая модель криолитозоны Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 8. – С. 72 – 81.
- Зальцман И.Г.** Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. – Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1968. – 160 с.
- Зинова Р.А.** Плиоцен севера Центрального Казахстана. – Минск: Наука и техника, 1982. – 148 с.
- Зубаков В.А.** Глобальные климатические события неогена. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 223 с.
- Зыкин В.С.** Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО АН СССР, 1991. – С. 5 – 17.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю.** Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. – 1991. – № 1. – С. 78 – 86.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.** Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. – Вып. 2. – С. 208 – 228.
- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И.** Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. – М.: Наука, 1981. – 204 с.
- Ильичев Б.А.** Коричневые, серо-коричневые и каштановые почвы // Элементарные почвообразовательные процессы. – М.: Наука, 1992. – С. 162 – 166.
- История озер Севера Азии.** – СПб.: Наука, 1995. – 288 с.
- Каплина Т.Н.** Криогенные склоновые процессы. – М.: Наука, 1965. – 296 с.
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 256 с.
- Колпаков В.В.** Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1970. – № 37. – С. 75 – 82.
- Колпаков В.В.** Палеогеографическое значение четвертичных эоловых отложений севера Восточной Сибири // Некоторые вопросы региональной геологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – С. 38 – 42.
- Колпаков В.В.** Ветроградники вне пустынь. Стоит ли пересматривать их происхождение? // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1979. – № 1. – С. 87 – 91.
- Колпаков В.В.** Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1983. – № 52. – С. 123 – 131.
- Краснопольский А.А.** Геологические исследования в Акмолинской и Семипалатинской областях. – СПб.: Б.и., 1900. – 317 с.
- Лавров В.В.** Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. – 231 с.
- Лунгерсгаузен Г.Ф.** Геологическая история средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т. 3. – С. 209 – 217.
- Мартынов В.А.** К истории формирования озер Кулундинской степи // Вестн. Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1963. – № 2. – С. 50 – 55.
- Медянцева А.И.** Ветроградники в четвертичных отложениях в низовьях реки Лены // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1962. – № 27. – С. 146 – 151.
- Муравлев Г.Г.** Малые озера Казахстана. – Алма-Ата: Б.и., 1973. – 178 с.
- Никифорова К.В.** Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол. – 1953. – Вып. 141. – С. 3 – 33.
- Орлова Л.А., Панычев В.А.** Радиоуглеродная хронология и история оз. Чаны в среднем – позднем голоцене // Стратиграфия плейстоцена Сибири: Актуальные проблемы и задачи. – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 1985. – С. 20 – 29.
- Поползин А.Г.** Озера юга Обь-Иртышского бассейна. – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1967. – 351 с.
- Пульсирующее озеро Чаны.** – Л.: Наука, 1982. – 304 с.
- Романовский Н.Н.** Основные типы полигонально-жильных образований, их характерные черты и условия развития // Вестн. Моск. ун-та. – 1972. – № 6. – С. 44 – 57.
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука, 1977. – 216 с.
- Тутковский П.А.** К вопросу о способе образования лесса // Землеведение. – 1899. – Кн. 1/2. – С. 213 – 311.
- Тутковский П.А.** Ископаемые пустыни Северного полушария. – М.: Б.и., 1910. – 373 с.
- Флинт Р.Ф.** Ледники и палеогеография плейстоцена. – М.: Изд-во иностр. лит., 1963. – 576 с.
- Чичагова О.А., Черкинский А.Е.** Отбор проб и химическая подготовка проб для радиоактивного датирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1975. – № 8. – С. 156 – 158.
- Шварева Ю.О.** Климат // Западная Сибирь. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 70 – 99.
- Шкатова В.К., Линькова Т.И., Минюк П.С.** Климатомагнитостратиграфический рубеж позднего плиоцена на севере Казахстана и юге Западной Сибири и его значе-

- ние для межрегиональной корреляции // Палеонтология и детальная стратиграфическая корреляция. – Л.: Наука, 1986. – С. 114 – 118.
- Шнитников А.В.** Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Зап. Геогр. об-ва Союза ССР. Нов. сер. – М.; Л., 1957. – Т. 16. – 337 с.
- Шнитников А.В.** Озера Западной Азии – индикаторы колебаний общей увлажненности их бассейнов // Озера полуаридной Азии. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 4 – 74.
- Шнитников А.В.** Из истории озер Северного Казахстана // Озера Казахстана и Киргизии и их история. – Л.: Б.и., 1975. – С. 5 – 27.
- Шнитников А.В.** Теоретические возможности многовековой изменчивости общей увлажненности и состояние озер – современное и вероятное будущее // Проблемы исследования крупных озер. – Л.: Б.и., 1985. – С. 5 – 22.
- Alley R.B.** The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland // Quat. Sci. Rev. – 2000. – Vol. 19. – P. 321 – 226.
- Alley R.B., Finkel R.C., Nishiizumi K., Anandkrishnan S., Shuman C.A., Mershon G.R., Zielinski G.A., Mayewski P.A.** Changes in continental and sea-salt atmospheric loadings in central Greenland during the most recent deglaciation // J. Glaciol. – 1995. – Vol. 41. – P. 503 – 514.
- Berg T.E., Black R.F.** Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica // Antarctic Res. Ser. – 1966. – Vol. 8, pub. 1418. – P. 61 – 108.
- Biscaye P.I., Crousset F.E., Revel M., Gaast S. van der, Zielinski G.A., Vaars A., Kukla G.** Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland // J. Geophys. Res. – 1997. – Vol. 102. – P. 26765 – 26781.
- Black R.F.** Growth of patterned ground in Victoria Land, Antarctica // Permafrost, 2 Intern. Conf. – 1973. – P. 193 – 203.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J., Bonani G.** Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // Nature. – 1993. – Vol. 365, N 6442. – P. 143 – 147.
- Bradley R.S.** Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction. – L.: Chapman and Hall, 1994. – 472 p.
- Bretz J.H., Horberg L.** Caliche in south-eastern New Mexico // J. Geol. – 1949. – Vol. 57, N 5. – P. 491 – 511.
- Broecker W.S.** Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record // Earth-Sci. Rev. – 2000. – Vol. 51. – P. 137 – 154.
- Cuffey K.M., Clow G.D.** Temperature, accumulation and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition // J. Geophys. Res. – 1997. – Vol. 102. – P. 26383 – 26396.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G.** Evidence for general instability of past climate from 250 kyr ice core record // Nature. – 1993. – Vol. 364, N 6434. – P. 218 – 220.
- De Beaulieu J.-L., Reille M.** A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France // Boreas. – 1984. – Vol. 13. – P. 111 – 132.
- Glennie K.W.** Desert sedimentary environments // Developments in sedimentology. – Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1970. – N 14. – 222 p.
- Goździk J.** Geneza i pozycje stratygraficzne struktur perylgacjalnych w órodkowej Polsce // Acta Geogr. Lodz. – 1973. – N 31. – 119 p.
- Guiot J., Pons A., De Beaulieu J.L., Reille M.** A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records // Nature. – 1989. – Vol. 338. – P. 309 – 313.
- Haesaerts P., Damblon F., Drozdov N., Orlova L., Chekha V., Plicht J. van der.** Chronology and climatic evolution during the middle pleniglacial at Kurtak (Yenisei, Central Siberia) // 17<sup>th</sup> International Radiocarbon Conference. Program and Abstracts. – Judean Hills: Weizmann Institute of Science, 2000. – P. 35.
- Karte J.** Periglacial Phenomena and their Significance as Climatic and Edaphic Indicators // Geojournal. – 1983. – Vol. 7, N 4. – P. 329 – 340.
- Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S., Behling P., Selin R., Laarif T.** Climate and biome simulations for the past 21,000 years // Quat. Sci. Rev. – 1998. – Vol. 17. – P. 473 – 506.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., Shackleton N.J.** Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // Quaternary Research. – 1987. – Vol. 27, N 1. – P. 1 – 29.
- Moreno A., Targarona J., Henderiks J., Canals M., Freudenthal T., Meggers H.** Orbital forcing of dust supply to the North Canary Basin over the last 250 kyr // Quat. Sci. Rev. – 2001. – Vol. 20. – P. 1327 – 1339.
- Owen L.A., Richards B., Rhodes E.J., Cunningham W.D., Windley B.F., Badamgarav J., Dorjnamjaa D.** Relic permafrost structures in the Gobi of Mongolia: age and significance // J. of Quaternary Sci. – 1998. – Vol. 13, N 6. – P. 539 – 547.
- Petit J.R., Mounier L., Jouzel J., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M., Lorius C.** Paleoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record // Nature. – 1990. – Vol. 343, N 6253. – P. 56 – 58.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. – 1999. – Vol. 399. – P. 429 – 436.
- Péwé T.L.** Sand-wedge polygons (tesselation) in the Ms Murdo Sound Region, Antarctica. – A progress report // Am. J. Sci. – 1959. – Vol. 257. – P. 545 – 552.
- Pissart A.** Les polygones de fente de geld de “ile Prince Patric (Artique Canadien, 76° Lat. N) // Bull. Perigl. – 1968. – N 17. – P. 171 – 180.
- Stein R., Nam S.-I., Schubert C.** The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean // Science. – 1994. – Vol. 264. – P. 692 – 696.
- Woillard G.M., Mook W.G.** Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies // Science. – 1982. – Vol. 215, N 4530. – P. 285 – 310.
- Zytkina V.S.** Pedogenesis and climate change history during Pleistocene in Western Siberia // Anthropozoikum. – 1999. – N 23: Quaternary of Siberia. Quaternary Geology, Palaeoecology and Palaeolithic Archeology. – P. 49 – 54.