

ПРОБЛЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗКИХ ТЕРРАС Р. ОБИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

С.К. Кривоногов

Введение

Несмотря на более чем полувековое изучение, исследователи не выработали единой точки зрения на строение и происхождение 10–15-метрового комплекса отложений, перекрывающих аллювий низких террас р. Оби в центре Западно-Сибирской равнины. Традиционно эта толща трактовалась как озерная или озерно-аллювиальная [Заррина и др., 1961; Архипов, 1971; Зайонц, Зилинг, 1972] и связывалась (хотя бы отчасти) с сартанским ледниково-подпрудным Мансийским озером [Волков, Волкова, 1964]. Полученные позднее материалы дали основание считать эти осадки полигенетическим комплексом покровных отложений, образование которого шло в суровых межстадиальных и стадийных условиях последней ледниковой эпохи [Астахов, 1989; Astakhov, 1992; Кривоногов и др., 1993].

Полемика по этому вопросу продолжается и в настоящее время, как сторонниками существования Мансийского озера [Волков, 1997, 2005а, 2005б; Волков, Казьмин, 2007], так и противниками этой модели. Недавно опубликованы подкрепленные радиоуглеродными датами свидетельства широкого распространения в долине р. Оби мамонтовой фауны и палеолитических памятников [Кузьмин и др., 2004; Зольников и др., 2006], отвергающие существование гигантского подпрудного озера в максимум сартанского времени. В.И. Астаховым [Astakhov, 2006], тем не менее, допускается возможность существования подпрудных бассейнов с отметками до +70 м в докаргинское время.

Поскольку аргументы ряда исследователей значительно трансформируют палеогеографические представления, необходима ревизия опорных разрезов для уточнения генезиса и возраста толщ, коррелятных этим событиям. Эта работа была начата статьей по обнажениям района с. Локосово [Кривоногов и др., 1993], в которой было показано наличие двух формаций покровных отложений каргинского и сартанского времени, залегающих на раннекаргинском или докаргинском аллювии. В данной работе сделана попытка литогенетической типизации более разнообразных, чем в Локосово, отложений района г. Нижневартовска в центре Западной Сибири (рис. 1).

Общие сведения о разрезе Мега

На правом берегу р. Оби в ее среднем течении вдоль протоки Мега на протяжении 25 км от г. Мегион до пос. Мега Мысовая тянется уступ ступени рельефа с абсолютными отметками +50–55 м (рис. 1). Эта поверхность, возвышающаяся над урезом реки на 10–25 м, широко распространена в Среднем Приобье (уртамская, колпашевская, локозовская, покурская террасы). Разрез на протоке Мега изучался многими геологами-четвертичниками. По результатам радиоуглеродного датирования [Каплин и др., 1972; Архипов и др., 1973; Волков, 1980], его отложения имеют средне-позднезырянский (каргинско-сартанский) возраст. С.А. Архипов [Архипов и др., 1973; Архипов, Панычев, 1980] считал этот разрез типичным для колпашевской террасы и выделил три яруса отложений: 1) цоколь из озерно-аллювиальных среднезырянских среднеобских глин с лохподгортскими псевдоморфозами по ледяным жилам; 2) цоколь из преимущественно озерных (подпрудно-озерных) позднезырянских уртамских глин, алевроитов и супесей с линзами торфа; 3) террасообразующая толща позднезырянских колпашевских перигляциально-аллювиальных, частично озерных песков. В кровле разреза С.А. Архиповым был выделен маломощный покров лессовидных суглинков и оторфованных песков (табл. 1).

Согласно представлениям И.А. Волкова [1980] (см. табл. 1), этот разрез имеет двучленное строение. Верхняя его часть представлена озерными осадками, сформировавшимися во время позднезырянской ледниковой стадии. В.И. Астахов [1989] (см. табл. 1) предложил иную генетическую трактовку среднего яруса отложений (уртамские слои С.А. Архипова) как полигенетического образования, объединяющего субазральные отложения разной степени гидроморфности, осадки небольших озер, а также комплекс своеобразных аллювиальных фаций. Нижний ярус (среднеобские слои С.А. Архипова) В.И. Астахов [1989] считает аллювиальным (табл. 1).

Палинологический анализ отложений разреза Мега показал, что накопление отложений шло в суровых условиях (безлесные пространства, редколесья), и только в голоцене появилась лесная растительность [Левина, 1986]. Изучение ископаемой фауны грызунов [Архипов, Панычев, 1980;

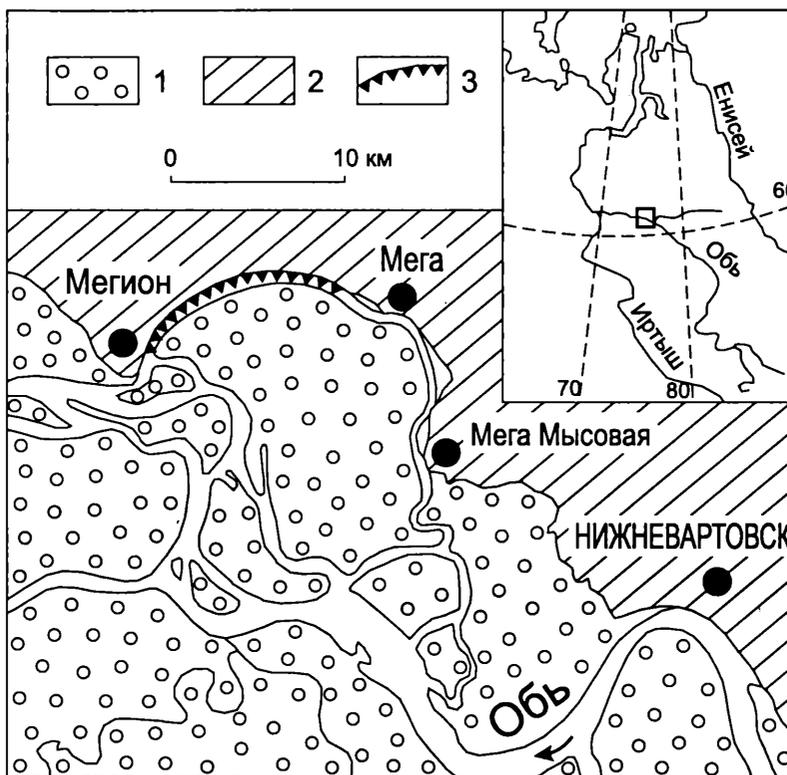


Рис.1. Схема района исследования

1 – пойма с абсолютными отметками +38–40 м; 2 – основная ступень рельефа долины р. Оби (абс. высота +50–55 м); 3 – обнаженная часть уступа (см. рис. 2).

Таблица 1. Расчленение разреза Мега различными авторами.

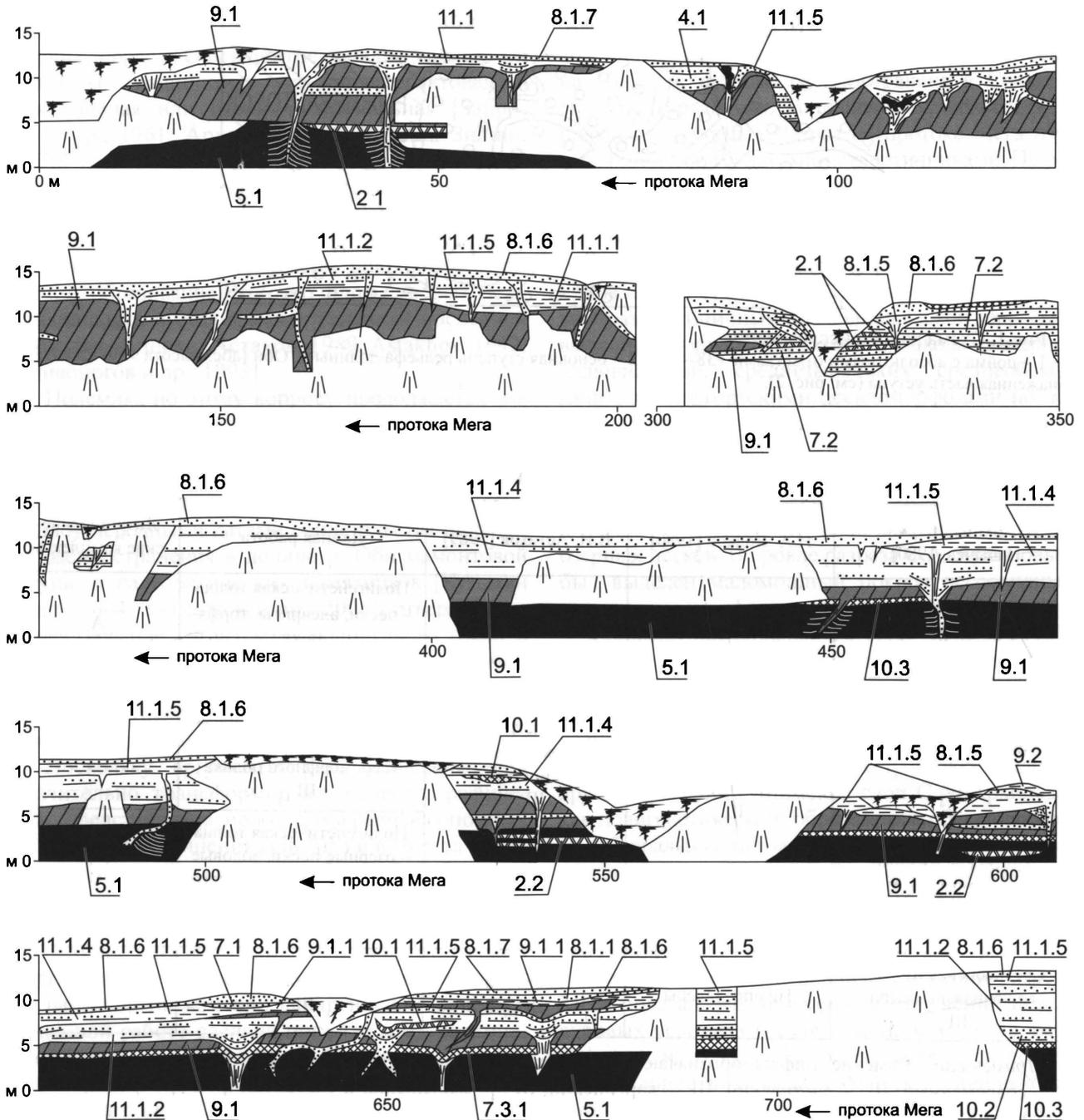
С.А. Архипов [Архипов, Панычев, 1980]	И.А. Волков [1980]	В.И. Астахов [1989]	Данная работа	Литогенетические комплексы
Лессовидные суглинки, оторфованные пески IV	Озерные осадки позднепреобразованной трансгрессии Мансийского озера III ₄	Полигенетический покровный комплекс III _{3,4}	Полигенетическая толща – пески, алевриты, торфяники IV	А
Колпашевские перигляциально-аллювиальные и озерные слои III ₄			Полигенетическая толща – озерные пески, золотые пески, золотые алевриты ксероморфного облика III ₄	Б
Уртамские озерные (подпрудно-озерные) слои III ₄			Полигенетическая толща – озерные пески, золотые алевриты гидроморфного облика III ₄	В
Среднеобские озерно-аллювиальные слои III ₃	Не определены	Аллювий III _{2,3}	Аллювий III ₃	Г

Примечание. Римские цифры обозначают стратиграфические подразделения (региональные горизонты): IV – современный; III₄ – сартанский; III₃ – каргинский; III_{3,4} – каргинский и сартанский; III_{2,3} – ермаковский и каргинский.

Смирнов и др., 1986], копролитов полевок [Панова и др., 1988] и остатков жесткокрылых [Зиновьев, 1988] из нижней части разреза также позволили сделать выводы о господстве ландшафтов, близких к южной тундре и лесотундре, с включением элементов таежной растительности.

В описаниях и зарисовках разреза Мега, выполненных разными авторами, четко прослеживается сложное линзовидное взаимоотношение литологических разностей, отражающее сложность пространственной структуры и изменчивость обстановок осадконакопления. Для того, чтобы

реальнее представить его строение, выполнить генетический и фациальный анализ и достоверную стратиграфическую и палеогеографическую интерпретацию разреза, автором детально задокументирован наиболее хорошо обнаженный участок разреза между г. Мегион и пос. Мега (рис. 1) протяженностью 1,1 км. Работа выполнялась с использованием фотомонтажа обнажения, на котором по расчисткам рисовались границы геологических тел, точно фиксировались пункты наблюдения и опробования. Его графическая копия представлена на рис. 2. По комплексу структурных



и текстурных признаков выделены геологические тела и определен их генезис. Основными подразделениями являются литотипы, имеющие стратиграфический ранг пачек и слоев. Характерным свойством литотипов является дискретность границ между ними. Литотипы подразделяются на разности, отражающие неоднородность среды осадконакопления. Разности, как правило, связаны постепенными переходами. Литотипы объединяются в литогенетические комплексы, представляющие собой совокупности отложений разного генезиса и отвечающие климатостратиграфическим подразделениям региональной стратиграфической схемы.

Описание литотипов и разностей

Ниже приведена характеристика литотипов и разностей разреза Мега. Литотипы сгруппирова-

ны по генезису. Для конкретных литотипов и разностей описаны условия образования; их положение в разрезе отмечено на рис. 2.

1. Отложения, в образовании которых преобладал один агент.

1. Интразональные гидроморфные почвы.

Литотип 1.1. Алеврит песчанистый, коричневого цвета, сильно обогащенный разложившейся органикой. Образует до 4 слоев внутри субэаральных алевритов средней части разреза, как правило, в зеленовато-коричневых разностях. Слои простираются на несколько сотен метров; их границы имеют солифлюкционные затеки и захваты, характерные для ископаемых почв криолитозоны. Местами слои сильно переработаны солифлюкцией.

2. Автохтонные низинные торфяники.

Литотип 2.1. Торф зеленомошно-травяной,

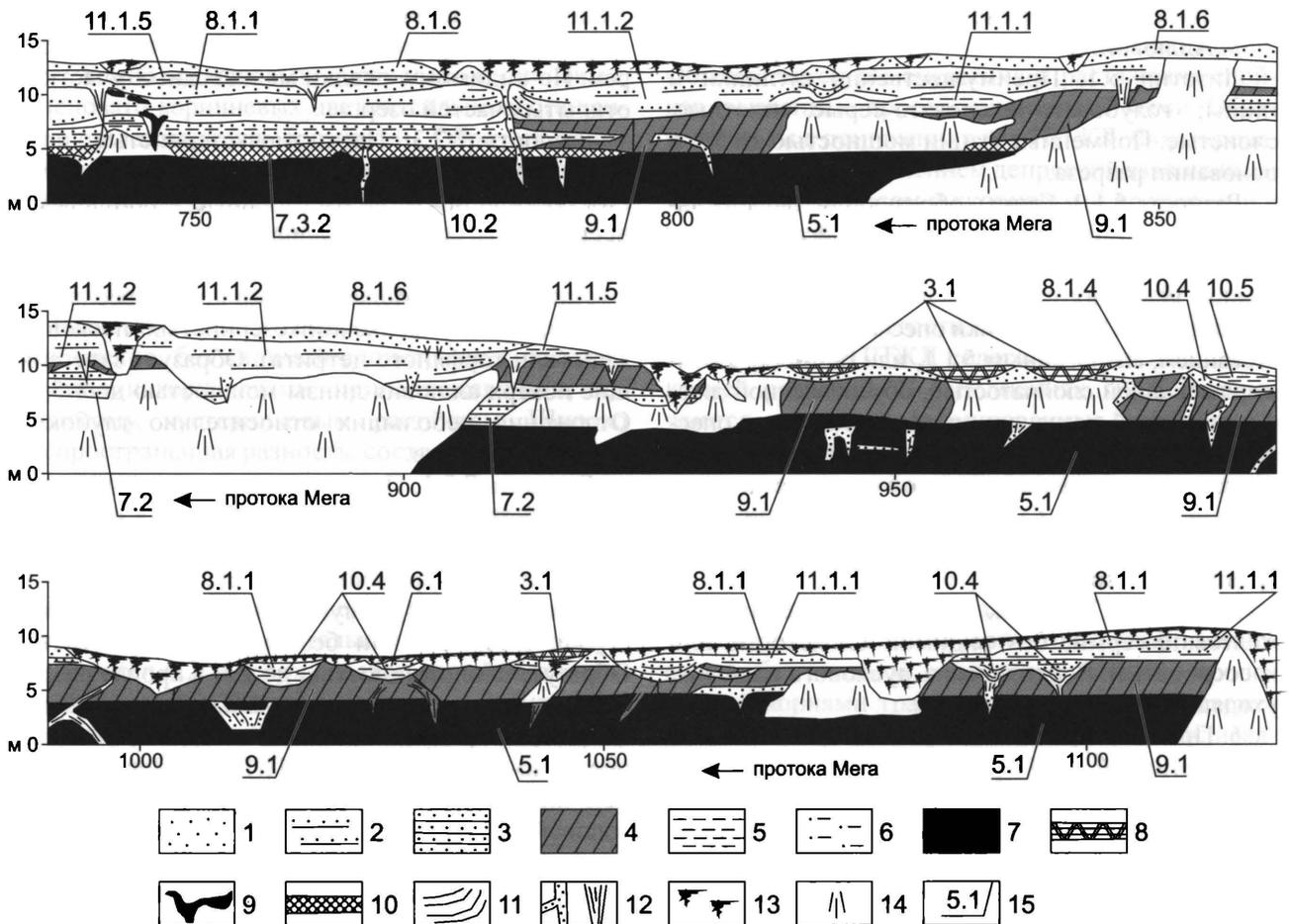


Рис.2. Участок обнажения в районе пос. Мега

1 – песок; 2 – песок и алевропесок неритмичнослоистые; 3 – песок и алевропесок ритмичнослоистые; 4 – алеврит гидроморфный; 5 – алеврит ксероморфный; 6 – алеврит песчанистый; 7 – глины и сулинки с флювиальными текстурами; 8 – торф; 9 – скопления разложившейся органики; 10 – минерально-органические ритмиты и миктиты; 11 – особенности слоистости; 12 – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам и их заполнение; 13 – задернованная часть склона; 14 – осыпь; 15 – номера слоев согласно описания литотипов и разностей (см. текст).

темно-коричневого цвета, плотный. Образует до 3 слоев мощностью до 30 см и протяженностью более 100 м в средней части разреза.

Литотип 2.2. Торф мохово-травяной, с примесью песчаного материала, коричневый. Образует прослойки мощностью 20–30 см в нижней части разреза.

3. Автохтонные верховые торфяники.

Литотип 3.1. Торф сфагновый, травяно-сфагновый, древесно-сфагновый; темно-коричневый, мелкопараллельнослоистый (слойки толщиной 2–5 мм). Образует линзовидные тела мощностью до 1 м, занимающие понижения современного рельефа.

4. Делювий.

Литотип 4.1. Песок мелко-среднезернистый, серый, сортированный; слоистость (1–5 см) обусловлена различиями в гранулометрическом составе слоев, а также наличием длинных неровных линз гумусированного коричневого алеврита, перетолженного из нижележащих отложений. Образует наклонные линзовидные тела на погребенных склонах в верхней части разреза.

5. Аллювий.

Литотип 5.1. Преимущественно суглинки и глины; голубовато-зеленовато-серые, плотные, слоистые. Пойменные фации мощностью до 5 м в основании разреза.

Разность 5.1.1. Глины, образующие параллельные пласты (20–50 см), без видимой слоистости внутри них. Формировались в застойных половодных условиях.

Разность 5.1.2. Суглинки опесчаненные; с напластованием, аналогичным 5.1.1, или без него; с мелколинзовидной слоистостью, обусловленной дифференциацией песчаного материала. В более опесчаненных разностях встречаются текстуры ряби течения и другие элементы косой слоистости.

Разность 5.1.3. Суглинки, аналогичные 5.1.2, переслаивающиеся с длинными линзами мелко-среднезернистого песка.

Литотип 5.2. Песок мелко-среднезернистый, желтовато-серый; без видимой слоистости или косослоистый. Верхняя часть руслового аллювия, уходящего под урез воды.

6. Пролувий (ложковый аллювий).

Литотип 6.1. Переслаивание мелкозернистого песка и мелкого торфяного детрита серо-коричневого цвета, с мелкой параллельной и длиннолинзовидной слоистостью (0,2–0,5 см). Образуют линзовидные тела мощностью до 1,5 м, выполняющие погребенные понижения типа мелких оврагов и рытвин в верхней части разреза.

7. Лимний.

Литотип 7.1. Песок мелкозернистый, светло-серый, параллельно-слоистый (мощность слоев 1–2 см), иногда со знаками ряби волнения; слоистость обусловлена гранулометрической

дифференциацией песков по слоям. Образует линзовидные тела мощностью до 1 м с четко выраженными границами внутри покровных песков и алевритов. Отложения небольших мелководных озер.

Литотип 7.2. Преимущественно ритмичное переслаивание мелко-среднезернистых песков и иловатых песков серовато-желтого, коричневатожелтого цвета. Образует крупные линзовидные тела внутри субаэральных алевритов нижней трети разреза, иногда полностью замещая последние. Отложения довольно крупных (100 м и более в поперечнике) неглубоких (первые метры) озер.

Разность 7.2.1. Ритмичное переслаивание мелко-среднезернистых песков и иловатых песков (слойки 3–10 см мощностью). Основная разность данного литотипа, отвечающая условиям осадко-накопления в открытых частях относительно глубоких озер.

Разность 7.2.2. Пески мелко-среднезернистые, лишенные ритмичной слоистости. Слои мощностью 10–30 см различаются по цвету и размеру зерен. По-видимому, осадки мелководных участков открытых частей озер.

Разность 7.2.3. Пески мелкозернистые, иловатые, со слабовыраженной параллельной слоистостью или почти не расслоенные, с обильными псевдоморфозами по корням трав. Отложения прибрежных частей озер.

Литотип 7.3. Мелкое ритмичное переслаивание (0,2–1 см) мелко-тонкозернистых песков и глин (или торфяного детрита). Образует залегающие поверх аллювия линзы мощностью до 1,5 м. Отложения небольших относительно глубоких стоячих водоемов.

Разность 7.3.1. Переслаивание песков и глин.

Разность 7.3.2. Переслаивание песка и торфяного детрита.

8. Эоловые перевеянные пески.

Литотип 8.1. Преимущественно песок светло-серый, слоистый или без видимой слоистости. Образует слой мощностью до 2 м в кровле разреза, слагает мелкие положительные формы рельефа (бугры, гряды), заполняет псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ППЖЛ). Перечисленные ниже разности отражают различия условий эоловой седиментации, а также вторичные изменения осадка.

Разность 8.1.1. Песок мелкозернистый, высокосортированный, без видимой слоистости.

Разность 8.1.2. Песок мелкозернистый, с примесью крупнозернистого, неритмичный тонкопараллельнослоистый (0,1–0,2 см), иногда с элементами косой слоистости.

Разность 8.1.3. Песок мелкозернистый, сортированный, со слоистостью ветровой ряби.

Разность 8.1.4. Песок алевритистый, мелкозернистый, без видимой слоистости.

Разность 8.1.5. Песок мелкозернистый, высокосортированный (1–2 см), переслаивающийся с тонкими прослоями (0,2–0,3 см) иловатого песка. Иловатые слои представляют собой поверхности периодического промачивания поверхности золотых накоплений.

Разность 8.1.6. Песок средне-мелкозернистый, слабосортированный, желтовато-коричневато-серый, вторично-слоистый; слоистость обусловлена наличием ортзандов (толщиной 2–3 см), разделенных нежелезными песками (мощностью 5–10 см). Вторично измененная толща; однако, парагенетически связана с другими разностями данного литотипа.

Разность 8.1.7. Песок, аналогичный 8.1.6, полностью пропитанный солями железа; с мелкополиэдрической текстурой сезонного промерзания, поэтому более плотный и оструктуренный.

9. Лессы (лессовидные алевриты).

Литотип 9.1. Преимущественно алевриты темно-коричневых, серовато-коричневых, зеленовато-коричневых цветов, сильно обогащенные разложившейся органикой. Образует пачку мощностью до 6 м в средней части разреза. Золотые лессовидные отложения гидроморфного облика. Нижеперечисленные разности отражают различия в условиях накопления золотой пыли и ее преобразования сопутствующими процессами.

Разность 9.1.1. Алеврит вышеперечисленных цветов, без видимой слоистости; с частыми крупными корнеходами, принадлежавшими, по-видимому, кустарниковым растениям. Широко распространенная разность, составляющая основную часть данного литотипа.

Разность 9.1.2. Алеврит песчаный, слоистый, серовато-коричневый, коричневато-серый. Слоистость мелколинзовидная; меняется как по простиранию, так и по вертикали. Встречаются линзочки тонкого растительного детрита и торфа.

Литотип 9.2. Алеврит светло-серый, без видимой слоистости. В верхней части разреза образует слои мощностью до 2 м, местами слагает пологие формы рельефа (мощность до 3 м). Золотые лессовидные отложения ксероморфного облика.

2. Отложения, в образовании которых участвовало несколько агентов.

10. Заполнения понижений палеорельефа.

Литотип 10.1. Переслаивание торфяных прослоев (толщиной 1–2 см) автохтонного торфа с песчаными прослоями мощностью 0,2–0,5 см. Образует небольшие линзы мощностью до 1 м. Отражает условия периодического биогенного и

минерального осадконакопления в небольших понижениях.

Литотип 10.2. Алеврит коричневый; с частыми неправильными и неритмичными линзовидными прослоями мелко-среднезернистого желтовато-коричневато-серого песка, благодаря чему толща выглядит очень пестрой. Образует линзовидные тела мощностью до 3 м внутри толщи субэвраль-ных алевритов средней части разреза. Отложения, по-видимому, представляют собой заполнение понижений золотым материалом с активным участием делювиальных и солифлюкционных процессов.

Литотип 10.3. Алеврит темно-коричневый, почти черный, плотный, без видимой слоистости, сильно гумусированный. Образование обусловлено накоплением лессовой пыли в переувлажненных понижениях с обильной травянистой растительностью.

Литотип 10.4. Переслаивание желтых песков и серо-коричневых алевритов (толщина слоев 2–5 см), со слоистостью выполнения понижений. Обычны текстуры смещения и растяжения слоев, вызванные просадочными явлениями. Образует линзы в понижениях над ППЖЛ. Формирование связано с заполнением депрессий взвешенным и влекомым наносом и склоновыми процессами в условиях неравномерного увлажнения, возможно, вплоть до образования мелких луж.

Литотип 10.5. Алеврит светло-серый, серый, без видимой слоистости. Заполняет ППЖЛ. В понижениях над ППЖЛ содержит обильные следы корней растений. В заполнениях ППЖЛ встречаются сильно деформированные торфяные и гумусовые массы. В формировании этого осадка участвовали золотые, склоновые и провальнопросадочные процессы.

11. Парагенетический ряд «озеро–берег».

Литотип 11.1. Алевропесчаная сероцветная пачка мощностью до 4 м в верхней части разреза.

Разность 11.1.1. Алеврит глинистый, темно-серый, без видимой слоистости, обильно пронизанный корнями травянистых растений. Отложения мелководного заросшего озера, накапливавшиеся в застойных условиях.

Разность 11.1.2. Переслаивание мелкозернистого песка и алеврита (мощность слоев 1–2 см), параллельно-слоистое, длиннолинзовидное. Толща пронизана корнями травянистых растений. Отложения мелководного заросшего озера, накапливавшиеся в более динамичных условиях.

Разность 11.1.3. Переслаивание пачек (мощностью 10–30 см) высокосортированных мелкозернистых песков без видимой слоистости со слоистыми песками, аналогичными 11.1.2. Возможно, полигенетическая толща, отражающая прибреж-

ное озерное осадконакопление, время от времени сменявшееся эоловой береговой седиментацией.

Разность 11.1.4. Песок алевритистый, мелкозернистый, серый; слоистость длиннолинзовидная, иногда встречаются пачки с мелкой косой слоистостью. Местами слой обильно пронизан корнями кустарниковых растений. Отложения берега водоема, преимущественно эоловые, но, по-видимому, с периодическим участием водной (озерной или делювиальной) сортировки.

Разность 11.1.5. Алеврит песчанистый, серый, без видимой слоистости. Эоловые навейные лесовидные отложения ксероморфного типа.

Фаціальное многообразие отложений данного обнажения не ограничивается приведенным описанием, которое фиксирует основные, наиболее выраженные и часто встречающиеся литотипы и разности. Сложная фаціальная структура отложений объясняется сложностью и изменчивостью обстановок их образования. В разрезе выделяются такие литотипы, как эоловые алевриты, озерные ритмиты, аллювий, торфяники, ископаемые почвы, генезис которых определен одним из ведущих агентов литогенеза. Происхождение других литотипов обусловлено одновременным или попеременным участием в их образовании разных факторов осадконакопления.

Очевидно, что разности, связанные постепенными переходами, имеют генетическую общность, что позволяет рассматривать их как парагенетические ассоциации. Определение генезиса подобных отложений должно быть основано не столько на установлении их принадлежности к тем или иным генетическим типам, сколько на анализе парагенезисов. Примером простого парагенезиса является литотип 8.1, разности которого, отличающиеся главным образом характером слоистости, по-видимому, отражают различия в условиях эоловой седиментации на разных элементах микрорельефа. Более сложным парагенезисом является литотип 11.1, составленный из разностей, отражающих следующий ряд обстановок осадконакопления: мелководное озеро – его прибрежная часть – береговая периодически обводнявшаяся и осушавшаяся часть – береговая зона перевевания озерных песков – береговая зона накопления эоловых алевритов. Проблема диагностики парагенезисов выходит далеко за рамки данной статьи и должна решаться путем обобщения материалов по многим разрезам.

Обоснование выделения литогенетических комплексов

В разрезе Мега выделяется 4 комплекса отложений (А–Г), отличающихся по составу, строе-

нию, генезису и возрасту (табл. 2). Возраст комплексов контролируется шестью радиоуглеродными датами. Комплекс Г, очевидно, датируется концом раннекаргинского времени. Дата 33100 ± 2300 лет назад (л.н.) (МГУ-ИОАН-132) [Каплин и др., 1972] получена из пойменного торфяника в верхней части русловой толщи. Для комплекса В получено 3 даты в разных частях обнажения, но примерно из одного стратиграфического уровня нижней трети пойменной толщи, в которой часто встречаются торфяные слои. Дата 21900 ± 500 л.н. (СОАН-324) характеризует возраст торфа из озерных супесчано-глинистых отложений с торфяными прослоями [Архипов и др., 1973]. Дата 26825 ± 590 л.н. (СОАН-982) получена из этих же осадков по древесине [Волков, 1980]. Дата 26935 ± 245 л.н. (СОАН-2585) устанавливает возраст торфа автохтонного торфяника низинного типа.

Согласно этим данным, образование комплекса В следует относить к позднекаргинскому времени, а возможно, и к началу сартанского. Стратиграфическая позиция комплекса Б, очевидно, соответствует сартанскому горизонту. Две радиоуглеродные даты получены по древесине (10650 ± 90 л.н. (СОАН-323) [Каплин и др., 1972]) и по торфу [9270 ± 45 л.н. (СОАН-2955)] из мерзлотных инволюций на границе между комплексами Б и А; они дают основание для отнесения последнего к голоцену. Комплекс Г – аллювий, объединяет пойменные и русловые фации, является основным компонентом разреза; с ним связано начало седиментации на данной ступени рельефа. Комплексы В и А являются полигенетическими; они включают в себя эоловые, озерные, биогенные и склоновые типы отложений и имеют характер покровов.

Фаціальные и генетические особенности выделенных комплексов обусловлены спецификой условий осадконакопления, присущих времени образования каждого из них. Так, обилие разложившейся органики, наличие торфяных и почвенных слоев в составе отложений комплекса В отражают криогигротические условия каргинского межстадия и этапа гляциации сартанского ледниковья [Кривоногов и др., 1993]. Для отложений комплекса Б, накапливавшихся в криоксеротических условиях конца сартанского ледниковья, характерны в целом светлая окраска и почти полное отсутствие органики. Особенностью отложений комплекса Б разреза Мега, в отличие от других аналогичных обнажений района, является преобладание озерных и эоловых песков, а не эоловых алевритов ксероморфного облика, хотя последние в описываемом разрезе также присутствуют. По-видимому, такое соотношение фаций отражает местные особенности палеоландшафта. Важной чертой отложений голоценового комплекса А является наличие в них

Таблица 2. Обоснование выделения литогенетических комплексов разреза Мега.

Индекс	Состав, цвет	Генезис	Условия	Граница	¹⁴ C даты, л.н.	Горизонты	Палинозоны [Левина, 1986]
А	Пески, алевропески, алевролиты светло-серые, серые	Эоловый, озерный	Термо-гигротические	Исчезновение ППЖЛ	9270±45 (СОАН-2955) 10050±90 (СОАН-323)	Современный	M VI: Зона березы. Березовый лес.
	Оторфованные пески, торф, серо-коричневый коричневый	Склоновый, болотный					
Б	Пески, алевропески светло-серые, серые	Озерный, эоловый	Криоксеротические	Резкое различие состава и цвета		Сарганский	M V: Зона березы, ели и злаков. Березовое с примесью хвойных редколесье.
	Алевролиты темно-серые, коричнево-серые						лесная перигляциальная растительность.
В	Алевролиты, гумусированные алевролиты серо-коричневые, коричнево-серые, черные	Эоловый, озерный	Криогигротические	Резкое различие состава и цвета	21900±500 (СОАН-324) 26825±590 (СОАН-982) 26935±245 (СОАН-2585) 33100±2300 (МГУ-ИОАН-132)	Каргинский	M III: Зона березы, злаков и сложноцветных. Березовое с примесью хвойных редколесье.
	Алевропески, пески коричнево-желтые, серые						М II: Зона злаков. Безлесная перигляциальная растительность.
Г	Суглинки, глины, пески серо-синие, зелено-синие, серо-желтые	Речной		Резкое различие состава и цвета			M I: Зона злаков и полыни. Безлесная перигляциальная растительность.

следов деградации мерзлоты, а не ее активного развития, как в отложениях других комплексов.

Закономерности размещения криогенных форм

Наиболее впечатляющим элементом разреза являются ППЖЛ, секущие все толщи, за исключением литогенетического комплекса **A**, который их перекрывает. Псевдоморфозы имеют вид клиньев высотой 5–10 и более метров, шириной в средней части порядка 1 м, в верхней – до 2–3 м. Они заполнены песком, реже – алевритом с текстурами затягивания и отжима материала вдоль краев, хорошо видными в жилах, занятых разнородным материалом. Иногда стенка обнажения сечет ППЖЛ вдоль, а не поперек. В таких случаях хорошо прослеживается продольная слоистость заполнения – субпараллельная, волнистая, неровная. В разрезе в основном представлены крупные псевдоморфозы, но встречаются и более мелкие (до 2–3 м высотой), связанные главным образом с верхней частью комплекса **B**. Крупные псевдоморфозы местами образуют полигональные системы с размером полигонов 15–20 м.

ППЖЛ разреза Мега различаются по морфологическим признакам, отражающим время их заложения и вытаивания, условия развития, особенности заполнения материалом. Для аллювиальной части разреза характерно наличие в основном эпигенетических частей ППЖЛ, но некоторая их часть, несомненно, одновременно образованию пойменного аллювия. Отсутствие в аллювии развитой полигональной системы псевдоморфоз отличает разрез Мега от других объектов, например, разрезы Локосово II и III [Кривоногов и др., 1993]. Основным этапом формирования полигональных льдов был связан с накоплением субэдральных толщ литогенетического комплекса **B**. Дальнейшее их развитие зависело от условий осадконакопления в каждом конкретном месте. Наиболее долго жившие ледяные жилы приурочены к местам преимущественно эолового осадконакопления (например, участок разреза 30–200 м на рис. 2). На тех участках, где эоловое осадконакопление сменялось озерным, жилы вытаивали (участок 630–670 м на рис. 2). Условия для вытаивания жил возникали в разные моменты формирования разреза. Некоторые жилы неоднократно вытаивали и вновь образовывались на том же месте (участки 470 м и 610 м на рис. 2). Помимо жил, развивавшихся унаследованно, появлялись и новые жилы меньшего размера. Очевидно, что образование жил было связано с субэдральными условиями осадконакопления.

Условия для полной деградации всех ледяных жил возникли во время формирования комплекса **A**. Вытаивание ледяных жил в субэдральной об-

становке (как окончательное, так и промежуточное) приводило к формированию над ними понижений, занятых линзовидными телами со слоистой структурой выполнения, текстурами растягивания слоев и проседания их внутрь полости ледяной жилы. При вытаивании в субэдральных условиях значительных понижений над ними не образовывалось; стенки жил довольно крутые, их ядра заполнены эоловыми песками или алевритами с признаками течения и обрушения грунта.

Помимо ППЖЛ, в разрезе имеются следы сплошного промерзания пород и солифлюкции. Признаками многолетнемерзлого состояния отложений являются зафиксированные в окрестностях г. Нижневартовска [Астахов, 1989] и наблюдавшиеся автором вблизи обнажения Мега инверсионные формы рельефа. Их образование, очевидно, также связано со временем общей деградации мерзлоты. Следы течения грунта в деятельном слое характерны для субэдральных отложений комплекса **B** и наиболее ярко выражены в литологически неоднородных алевропесчаных толщах, неравномерно гумусированных алевритах и почвенных слоях. С современным сезонным промерзанием связаны мелкополиэдрические текстуры, встречающиеся в песках комплекса **A**.

История осадконакопления в разрезе Мега

Отложения изученного разреза образовывались в течение каргинского, сартанского и голоценового интервалов. Начало формирования данной ступени рельефа связано с речной деятельностью в раннекаргинское время. В течение позднекаргинского интервала на пойме имели место болотные и озерноболотные процессы (торфяники, почвы, торфяно-песчаные и алеврито-песчаные ритмиты). Торфяные слои этой части разреза датированы около 26930–26830 л.н. Более молодая дата из биогенных отложений этого стратиграфического уровня 21900±500 л.н. в целом не противоречит предыдущим. Но без точной привязки к разрезу ее можно рассматривать только как датирующую в целом литогенетический комплекс **B**. Биогенное осадконакопление существовало и постепенно сменялось эоловым. В криогенотических условиях позднекаргинского времени формировались гидроморфные субэдральные покровные отложения. Субэдральные условия и избыточная увлажненность ландшафтов способствовали развитию мерзлотных процессов – образованию сегрегационных и инъекционных льдов, солифлюкции в деятельном слое, развитию полигональных систем ледяных жил. На поверхности лессовой равнины существовали небольшие озера (по-видимому, термокарстовые), в которых накапливались алевропесчаные и песчаные осадки.

После смены криогигротической фазы на криоксеротическую, произошедшей в максимум сартанского ледникового, существенно редуцировалась биогенная составляющая. В это время шло накопление эоловых алевритов и песков, озерные алевропески и пески, в основном светло-серого цвета. Соотношение доли аквальных и аэриальных толщ в этой части разреза свидетельствует об активизации термокарстовых процессов образования озер, что составляет специфику разреза Мега по сравнению с другими.

Резкая смена условий осадконакопления произошла на рубеже плейстоцена и голоцена (даты

10650–9270 л.н.; см. табл. 2), когда в результате резкого потепления быстро деградировала многолетняя мерзлота, что сопровождалось перераспределением минеральной составляющей мерзлых толщ, просадочными явлениями и инверсиями рельефа. Повидимому, деградация мерзлоты вызвала активизацию эоловых процессов, приведших к накоплению толщи перевеянных песков мощностью 1–2 м. По мере оптимизации климатических условий и затухания процессов, связанных с деградацией мерзлоты, наступила современная фаза консервации рельефа торфяниками верховых болот и почвами.

Литература

- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 332 с.
- Архипов С.А., Панычев В.А. Террасы долины Оби // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 42–65.
- Архипов С.А., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 21–34.
- Астахов В.И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 118–126.
- Волков И.А. Ледниково-подпрудные озерные бассейны // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 32–42.
- Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1049–1054.
- Волков И.А. Геологические события конца позднеледникового в долинах Сибири и динамика природной среды // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005а. № 2 (22). С. 18–21.
- Волков И.А. Ключевые геологические разрезы конца последнего (сартанского) позднеледникового в долине Оби близ Сургута // Геология и геофизика. 2005б. Т. 46. № 2. С. 235–236.
- Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1964. С. 109–129.
- Волков И.А. Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения севера Евразии // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 5–10.
- Зайонц И.Л., Зилинг Д.Г. Вторая терраса бассейнов нижней и средней Оби // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. Барнаул: Изд-во Министерства геологии СССР, 1972. С. 12–27.
- Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып. 4. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 54–104.
- Зиновьев Е.Б. Жесткокрылые местонахождения потока Мега // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 119–123.
- Зольников И.Д., Кузьмин Я.В., Орлова Л.А., Зенин В.Н. Палеогеографические условия Западно-Сибирской равнины во второй половине верхнего неоплейстоцена (в связи с находками мегафауны и палеолитических памятников) // Человек и пространство в культурах каменного века Евразии. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2006. С. 65–76.
- Каплин П.А., Парунин О.Б., Шлюков А.И., Гракова И.В., Хайт В.З., Федоров Е.В. Радиоуглеродные датировки лабораторий географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР (индекс МГУ-ИОАН) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1972. № 39. С. 165–175.
- Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Ким Ю.В., Орлова Л.А., Скабичевская Н.А. Новые данные к стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 3. С. 24–37.
- Кузьмин Я.В., Зольников И.Д., Орлова Л.А., Зенин В.Н. Палеогеография Западно-Сибирской равнины во время максимума сартанского оледенения (в связи с находками мамонтов и палеолитических памятников) // Доклады РАН. 2004. Т. 398. № 4. С. 542–544.
- Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 74–99.
- Панова Н.К., Смирнов Н.Г., Быкова Г.В. Ископаемый помет полевок как источник палеоэкологической информации // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–81.
- Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.П. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 144 с.
- Astakhov V. The last glaciation in West Siberia // Sveriges Geologiska Undersökning Series. 1992. No. 81. P. 21–30.
- Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. 2006. V. 35. P. 607–621.