

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345:551.334

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВЫСОКОЙ ЛЕНО-АМГИНСКОЙ  
ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ РАВНИНЫ

В. Б. Спектор, В. В. Спектор

*Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 1, Россия*

Проведено исследование высокой аллювиальной равнины на Лено-Амгинском междуречье, выделены слагающие ее осадочные комплексы и их фации. Установлены перерывы в осадконакоплении. Мощные субаквальные осадочные комплексы накапливались синхронно эпохам оледенений, а перерывы в осадконакоплении проявлялись в межледниковья. Установлено, что современные морфологические параметры высокая равнина приобрела в каргинское время. Возникновение высокой равнины вызвано гляциоизостатическими движениями, связанными с эволюцией ледника, занимавшего подножие Верхоянских гор.

*Осадочные комплексы, перерывы, высокая равнина, ледовый комплекс, ледники, гляциоизостазия*

ON GENESIS OF HIGH LENA-AMGA RIVERS PERIGLACIAL PLAIN

V. B. Spektor, V. V. Spektor

*Permafrost Institute, SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya str., 1, Russia*

Research of the high alluvial plain on the Lena and Amga Rivers interfluve was performed. Sedimentary complexes forming the plain and their facies are distinguished. Breaks in sedimentation are recognized. Thick (up to 200 meters) subaquial sedimentary complexes were accumulated synchronously with glaciation epochs, while breaks in sedimentation appeared in Interglacials. It has been found that the high plain acquired contemporary morphologic parameters in the Karga interval. Occurrence of the high plain resulted from glacial isostatic movements related to the evolution of a glacier which occupied the foot of the Verkhoyansk mountains.

*Sedimentary complexes, breaks, high plain, ice complex, glaciers, glacial isostasy*

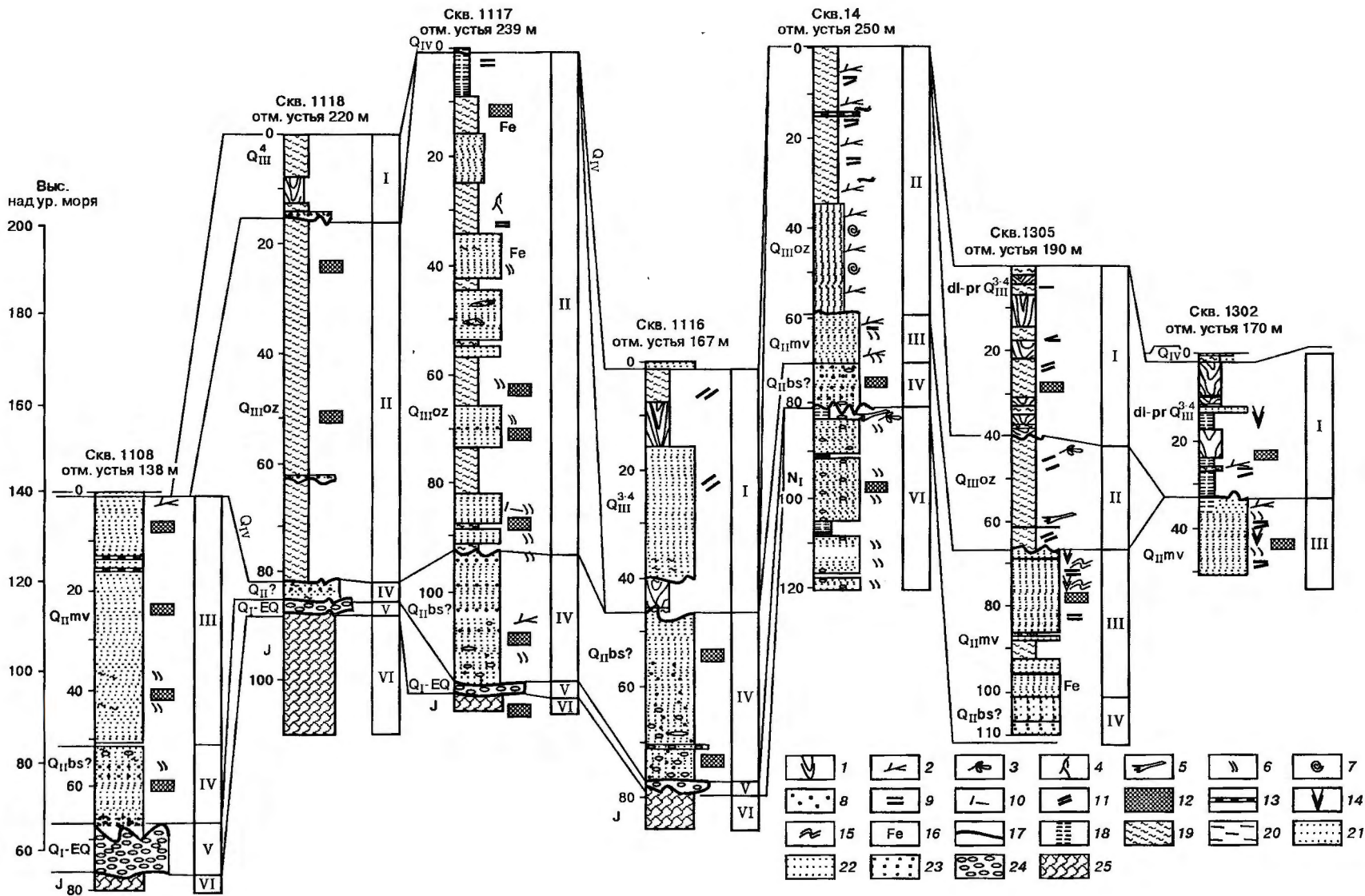
ВВЕДЕНИЕ

В геоморфологической стране нагорий, плато и равнин Сибирской платформы высокие равнины образуют прерывистый пояс поверхностей с абс. выс. от 100 до 400 м, протягивающийся вдоль долины среднего течения р. Лена, в ее низовья, до устья р. Экит. В формировании субстрата этих поверхностей, развитых на них форм и покровов, а также и в высотном положении уровней решающую роль сыграли ледниковые и мерзлотные процессы. Проблема происхождения и эволюции высоких равнин имеет большое значение для решения ряда актуальных научных и практических задач, однако до сих пор высокие равнины региона как специфическое природное явление не выделяются и не изучаются.

Строение и происхождение изученных форм рассматриваются на примере крупного фрагмента их пояса, занимающего значительную часть Лено-Амгинского междуречья — Лено-Амгинской равнины (ЛАР). С запада, востока и юга эта обособленная высокая равнина граничит с При-

ленским плато, а на севере — с наклонной Приверхоянской флювиогляциальной равниной.

В строении ЛАР участвует мощная (до 180 м) толща средне-верхнечетвертичных отложений. На поверхности равнины выделяется несколько разновысотных террасовидных уровней: дирингский (на границе равнины/плато 280—450 м), абалахский (260—360), тюнгилюнжонский (160—200), бестяхский (120—170), дьелкуминский (100—120), кердемский (выступает в роли второй надпойменной террасы, 90—110) и современные террасы — пойма и первая надпойменная (85—100 м) [Иванов, 1984; и др.]. Ледовый комплекс образует прерывистые покровы на большинстве указанных уровней и пользуется сплошным распространением на тюнгилюнжонском уровне. Перечисленные уровни (кроме речных террас) образуют пологонаклонные площадки шириной десятки километров, которые ступенчато опускаются к востоку, к долине р. Лена и на значительном протяжении на севере подрезаются р. Алдан.



В.Б. СПЕКТОР, В.В. СПЕКТОР

Рис. 1. Сопоставление разрезов и осадочных комплексов четвертичных отложений, вскрытых скважинами на Лено-Амгинском междуречье. Использованы материалы ПГО „Якутскгеология“ и М. С. Иванова (1967 г., фонды ИМЗ СО РАН).

Условные обозначения: 1 — повторно-жильные льды, 2 — остатки веток, 3 — остатки мягких тканей растений, 4 — неперемещенные корни растений, 5 — стволы деревьев, 6 — растительный детрит, 7 — раковины моллюсков, 8 — зерна гравия и гравийники, 9 — горизонтальные шлировые криогенные текстуры, 10 — сетчатые шлировые криогенные текстуры, 11 — наклонные шлировые криогенные текстуры, 12 — лед в порах, 13 — инъекционные льды, 14 — псевдоморфозы по морозобойным трещинам, 15 — волнисто-слоистые текстуры, 16 — ожелезнение, 17 — перерывы. Литологические обозначения: 18 — глины, 19 — суглинки, 20 — илы, алевриты, 21 — пески мелкозернистые, 22 — пески среднезернистые, 23 — пески крупнозернистые, 24 — галечники, 25 — породы доплиоценовых комплексов „цоколя“ равнины. Колонки осадочных комплексов: I — ледовый комплекс, II — верхнеплейстоценовый озерный комплекс, III — среднеплейстоценовый песчаный комплекс, IV — среднеплейстоценовый базальный комплекс, V — плиоцен-раннеплейстоценовый комплекс „исходной поверхности“, VI — доплиоценовые комплексы „цоколя“ равнины. Стратиграфические индексы: J — юрские отложения; N<sub>1</sub> — миоценовые отложения; Q<sub>1</sub>-EQ — нижние плейстоцен-эоплейстоценовые отложения; Q<sub>1</sub>bs — средний плейстоцен, бестяхская свита; Q<sub>1</sub>lv — мавринская свита; Q<sub>III</sub>oz — верхний плейстоцен, озерная толща; Q<sub>III</sub><sup>3-4</sup> — каргинский и сарганский горизонты, ледовый комплекс; Q<sub>IV</sub> — голоценовые отложения.

В настоящее время имеется несколько объяснений происхождения осадочных покровов и геоморфологических уровней высоких аккумулятивных равнин рассматриваемой территории: эрозионно-аккумулятивная, ледниково-подпрудная, эоловая, аллювиально-пролювиальная, тектоническая. Эрозионно-аккумулятивная гипотеза принята большинством исследователей и поддерживается в работах М. Н. Алексеева и его соавторов [Алексеев и др., 1990а,б; и др.]. Объяснения происхождения высоких аккумулятивных равнин в Восточной Сибири вследствие подпруживания р. Лена развиваются в работах М. Г. Гросвальда [1999; и др.]. Эоловая гипотеза предлагается в работах Б. С. Русанова [1968], аллювиально-пролювиальная — в работах Г. Ф. Грависа [1997; и др.], тектоническая — предложена М. С. Ивановым [1984].

Эти гипотезы, совершенно справедливые в некоторых частностях, не дают удовлетворительного объяснения происхождения высоких равнин и не отвечают на главный вопрос — почему водные и аккумулятивно-криогенные средне-позднечетвертичные осадки имеют здесь значительную мощность (до 200 м) и оказались на столь значительной высоте — до 250 м над современным региональным базисом денудации? Для ответа на этот вопрос в течение последних лет было осуществлено описание и опробование опорных обнажений ЛАР, уточнены разрезы скважин по первичным их описаниям, проведен фациальный анализ, выделены перерывы и несогласия четвертичных отложений ЛАР. Были проведены дешифрирование космических снимков и анализ геоморфологических уровней. Полученные данные были привязаны к климатической и абсолютной геохронологической шкалам.

Климатические колебания среднего и позднего плейстоцена оценены по данным Байкальской кривой [Карabanов и др., 2001], на которой были отмечены временные рубежи морских изо-

топных стадий (МИС) и подразделений Сибирской стратиграфической шкалы.

### ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ РАВНИНЫ, ИХ ФАЦИИ И ПЕРЕРЫВЫ

В строении ЛАР участвуют четыре литолого-генетических комплекса (рис. 1, 2): каргинско-сарганский ледовый (I), верхнеплейстоценовый алевритовый, озерный (II), среднеплейстоценовый, песчаный (III), среднеплейстоценовый песчано-галечный, базальный (IV). Эти комплексы подстилаются плиоцен-раннеплейстоценовыми галечниками — комплексом „исходной поверхности“ (V), который, в свою очередь, залегает на доплиоценовых отложениях „цоколя“ равнины (VI).

Рассмотрим выделенные комплексы в возрастном порядке.

Плиоцен-раннеплейстоценовый комплекс „исходной поверхности“ (V), слагающий основание четвертичного разреза, вскрывается многими скважинами на Лено-Амгинском междуречье и в береговых обнажениях по рекам Лена, Алдан и некоторым глубоко врезанным их притокам.

Комплекс сложен преимущественно галечниками, реже песками с пестрой по составу средней и мелкой галькой, среди которой преобладают окатанные обломки кремня, метаморфических и изверженных пород, реже — кварца и карбонатов. Мощность комплекса составляет первые метры, редко более 10 м. Плиоцен-нижнечетвертичный возраст комплекса доказываемся палеонтологическими находками в его обнажениях в нижнем течении р. Алдан [Вангенгейм и др., 1991]. Характерной особенностью комплекса являются преобладание материала дальнего переноса и отсутствие галек верхоянского терригенного комплекса даже вблизи Верхоянских гор, указывающие на однонаправленный снос со стороны приподнятых участков Сибирской плат-



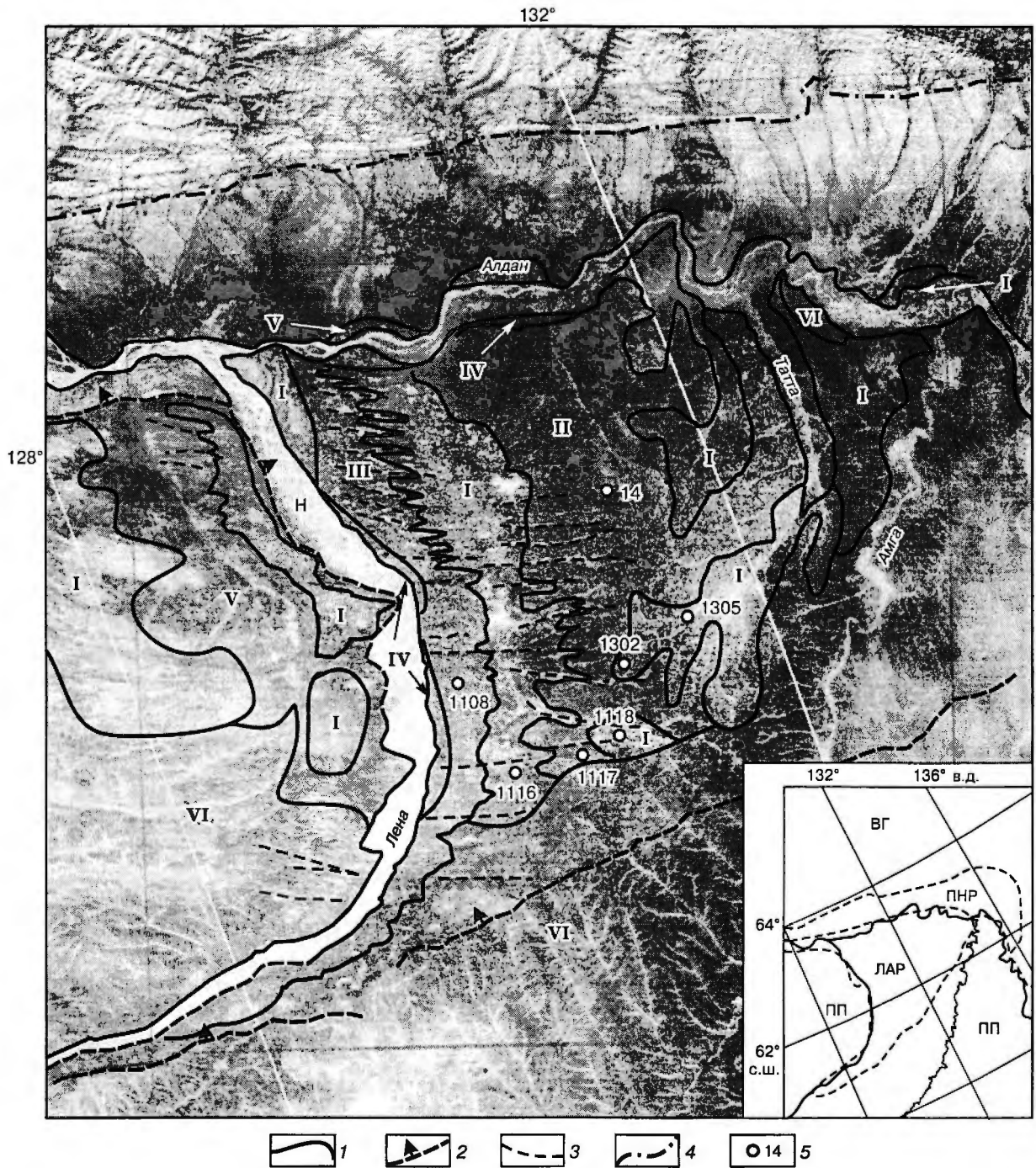


Рис. 2. Схема расположения осадочных комплексов Лено-Амгинской высокой равнины. Фон схемы — космический снимок м-ба 1:2 500 000. На схеме-врезке — основные морфоструктуры региона.

1 — границы распространения осадочных комплексов, выделенных на рис. 1; 2 — морфологические уступы по границам плато; 3 — прямолинейные гидрогенные формы; 4 — граница платформенных равнин и Верхоянских гор; 5 — местоположение и номера скважин, рассмотренных на рис. 1.

I—VI — осадочные комплексы высокой равнины соответствуют условным обозначениям на рис. 1. Н — комплекс голоценовых русловых и пойменных отложений.

Схема-врезка: ЛАР — Лено-Амгинская высокая равнина, ПП — Приленское плато, ПНР — Приверхойанская наклонная флювиогляциальная равнина, ВГ — Верхоянские горы.

формы и Байкало-Становой области. Широкое распространение комплекса и однообразный состав, принадлежность его к аллювию перстративного типа указывают на его формирование в условиях пенеппенизированной поверхности, располагавшейся на уровне базиса денудации. Это обстоятельство позволяет принять поверхность в качестве „исходной“ и по ее деформациям судить о масштабе четвертичных тектонических движений. На Приленском плато исходная поверхность поднята до абс. выс. 450 м, а на территории ЛАР она опускается до высоты 60 м и ниже.

Наличие холодных степных ландшафтов, устанавливаемых по комплексу фауны и палинологическим данным, косвенно свидетельствует о вероятном существовании на данной территории многолетней мерзлоты. Среднегодовые температуры, вероятно, были несколько ниже современных. Не исключено, что именно к этому времени относятся псевдоморфозы морозобойных трещин, известные в местности Диринг-Юрях, несколько выше устья р. Ботома (приток р. Лена). Песчаное выполнение криогенных форм датировано цифрой  $366 \pm 24$  тыс. лет назад (OTL 472 [Waters et al., 2001]), что соответствует тобольскому межледниковью.

Базальный комплекс (IV) — свидетель общего подъема территории на рубеже раннего и первой половины среднего плейстоцена. Преобладание денудации в самом конце раннего—начале среднего плейстоцена вызвано тектонической активизацией горных стран (Байкало-Становой и Верхоянской) на периферии Сибирской платформы, происходившей на фоне глобального падения уровня моря.

Эпоху перерыва характеризуют связанные с ней отложения основания среднего плейстоцена — бестяхская свита и ее возрастные аналоги. Эта толща имеет признаки перстративного аллювия: грубообломочный состав (грубозернистые гравийные пески, гравийники и галечники); коую, нередко диагональную слоистость; невыдержанность и прерывистость литофаций. Мощность этих осадков до 20 м. На мягкую климатическую обстановку этой эпохи указывают характерные относительно „теплые“ спорово-пыльцевые комплексы, отражающие растительный покров хвойно-мелколиственных лесов (березово-ольховые и хвойные с участием елей).

Верхняя часть бестяхской свиты нередко рассечена узкими (до 20 см) песчаными жилами, проникающими из вышележащего комплекса [Камалетдинов, Минюк, 1991]. Можно предполагать, что в период перерыва, охватывающего время от начала среднего плейстоцена (420 тыс. лет назад) до самаровского похолода-

ния (285 тыс. лет назад), происходила деградация многолетней мерзлоты.

Среднеплейстоценовый песчаный комплекс (III) — начальный этап формирования ЛАР. Комплекс характеризуется повсеместным распространением и слагает протяженные и широкие (десятки километров) рельефообразующие поверхности вблизи современной долины р. Лена (бестяхская терраса, дирингская терраса). Мощность его достигает 100—120 м. Среди фациальных разновидностей комплекса выделяются пойменные, ложковые, иногда переходящие в „сухие дельты“, подпрудно(?)—аллювиальные, делювиальные, озерные.

Подпрудно(?)—аллювиальные фации (мавринская свита) — наиболее представительные и характерные части рассматриваемого комплекса. Эта разновидность комплекса с перерывом залегает на более древних слоях и сложена мелкозернистыми, горизонтально-, волнисто- и реже косослоистыми песками с прослоями песчанитых алевритов. В толще отмечаются шлировые криогенные текстуры (в алевритистых прослоях), множество криогенных нарушений слоистости и небольших грунтовых жил, указывающих на сингенетичное промерзание и мелководность среды осадконакопления. По особенностям формирования пески свиты относятся к констративному аллювию, а алевриты — к озерному аллювию. Мощность свиты достигает 100 м. Спорово-пыльцевые комплексы средних частей свиты характеризуют обстановку лесотундр, а верхней и нижней — травяно-моховых тундр. К полю развития свиты приурочены находки среднеплейстоценовой фауны — обитателей холодных степей, а в нижней части свиты установлены остатки пресноводной фауны [Камалетдинов, Минюк, 1991].

Пойменные фации, относящиеся к самаровскому горизонту представлены покровами дирингской террасы. Это глины, супеси и суглинки, первоначальное залегание которых нарушено более поздними склоновыми и криогенными процессами. Мощность толщ —  $30 + 40$  м. В них установлен холодный спорово-пыльцевой комплекс [Алексеев и др., 1990а]. Самаровский возраст осадков подтвержден термолуминесцентными определениями абсолютного возраста [Waters et al., 1999]. В частности, в основании покровов получена дата 267 тыс. лет назад, а выше по разрезу установлены 5 датировок в интервале 240—287 тыс. лет назад, что укладывается в пределы МИС 8.

Меньшее распространение в составе комплекса имеют делювиальные фации, установленные в среднем течении р. Лена (огдокунская свита [Камалетдинов, Минюк, 1991]), аллювиальные озерные образования (эльгинская

свита на 50-метровой террасе р. Алдан [Русанов, 1968]).

В направлении более высоких, приводораздельных частей Лено-Амгинской равнины подпрудно-аллювиальные толщи мавринской свиты сменяются аллювием малых рек и логов. Максимальная мощность песков на приводораздельных участках — до 30 м.

Основные черты комплекса (относительная выдержанность состава, преимущественно водный генезис осадков; признаки мелководности, периодического осушения бассейна и промерзания осадков сверху и снизу; трансгрессивный характер комплекса и пр.) указывают на то, что комплекс формировался в условиях прогибания территории, а отложение слоев происходило на уровне, близком к уровню компенсации. Палеогеографический анализ показывает, что территория Лено-Амгинской равнины в период накопления комплекса представляла собой мелководный, временами углубляющийся бассейн, с северо-запада и юга ограниченный уступами плато.

*Перерыв на границе среднего и позднего плейстоцена — первое появление высокой аккумулятивной равнины.* Между двумя осадочными комплексами — среднеплейстоценовым песчаным и верхнеплейстоценовым озерным — устанавливается перерыв в осадконакоплении и глубокий размыв. Перерыв выражен резким фациальным переходом, приуроченным к границе озерного комплекса, и повсеместным развитием на этой границе горизонта крупных (более 3 м) субвертикальных грунтовых жил. Нижняя граница перерыва лимитируется единственной имеющейся датировкой абсолютного возраста отложений, вмещающих упомянутые грунтовые жилы — 176 тыс. лет назад (Мамонтова гора [Баранова и др., 1979]), а верхняя — датировками вышележащей толщи озерных суглинков (более 56 тыс. лет назад [Там же]). Таким образом, перерыв может приходиться на вторую половину МИС 6 и первую половину МИС 5, включая 5e и 5d. Формирование крупных жил может быть связано с очень холодной эпохой 5d (117—105 тыс. лет назад [Карabanов и др., 2001]).

Перерыв и размыв среднеплейстоценовых отложений указывают, что территория ЛАР была во время, приходящееся на казанцевское межледниковье, поднята значительно выше базиса денудации. На отдельных участках ЛАР среднеплейстоценовый осадочный комплекс был размывт полностью, а вышележащий озерный комплекс находится на базальных среднеплейстоценовых или более древних слоях.

*Позднеплейстоценовый озерный комплекс (II) — свидетельство погружения территории равнины.* В настоящее время комплекс вы-

ходит на поверхность на самой высокой, приводораздельной части ЛАР и некоторых высоких обнажениях нижнего течения р. Алдан. Однако несомненно, что в докаргинское время комплекс был распространен по всей территории ЛАР (от Алдана до Лены) и в отдельные моменты отлагался и на левобережье Лены, и на правобережье Алдана.

Озерный комплекс, как уже было отмечено, с несогласием залегает на подстилающих слоях (см. рис. 1) и сложен горизонтально-слоистыми сизовато-серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком озерно-болотными алевритами со шлировыми (горизонтальными, косыми и решетчатыми) криогенными текстурами, с прослоями и линзами желтовато-серого мелкозернистого песка, скоплениями обломков древесины и растительного детрита мощностью до 0,3 м, а также включениями раковин пресноводных моллюсков — обитателей промерзающих до дна мелких водоемов [Иванов, 1984]. Мощность комплекса — от 15—20 до 80—100 м. Возраст устанавливается по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными озерными отложениями на 50-метровой террасовидной ступени в обнажении Мамонтова гора. В основании озерных суглинков установлены фаунистические остатки хвалынского фаунистического комплекса, относящегося к среднему и позднему плейстоцену [Агаджанян и др., 1973]. Однако весьма вероятно, что часть из них переотложена, поскольку эти остатки приурочены к поверхности, разделяющей верхне- и среднеплейстоценовые толщи, и встречаются вместе с мелкой галькой. В нижней части озерных суглинков найдены метаподии длиннорогого бизона, по своим размерным признакам укладывающиеся в минимальные размеры *Bison priscus longicornis*, что может быть указанием на принадлежность к самой верхней части среднего или самой нижней части позднего плейстоцена.

Изложенный материал показывает, что нижний возрастной предел начала накопления озерных суглинков наступил после казанцевского межледниковья и, вероятно, совпадает с резким похолоданием, одновременным с МИС 5d. Верхний возрастной предел, вероятно, ограничивается временем каргинского межледниковья.

По данным палинологического анализа, в рассматриваемом районе реконструируется обстановка пояса тундр, где среднегодовые температуры воздуха на 6—8° ниже современных в Центральной Якутии.

Широкое распространение озерных суглинков, накапливавшихся в мелководном бассейне, уровень которого располагался на базисе денудации, привело к формированию региональной аккумулятивной поверхности. Высокая равнина, существовавшая на рассматриваемой территории



в казанцевское время, испытала погружение. Не исключено, что прилегающие участки плато также оказались на короткое время под водой.

*Перерыв на границе каргинской и зырянской эпох — начальная стадия образования высокой ЛАР.* На большей части территории полигенетический ледовый комплекс лежит с размывом на различных горизонтах озерных суглинков и на подстилающих их отложениях. Размыв фиксируется разновысотным положением нижней границы комплекса, выпадением подстилающих плейстоценовых комплексов, узкими и глубокими эрозионными ложбинами, выполненными разновозрастными частями рассматриваемого комплекса. На периферии ЛАР широко распространены прямолинейные долины протяженностью десятки—первые сотни километров, весьма сходные с ложбинами ледникового стока [Гросвальд, 1999]. Долины выполнены отложениями ледового комплекса и прорезают разновозрастные толщи от неогеновых до позднелейстоценовых, озерных. Заложение этих долин относится к каргинскому межледниковью (около 60 тыс. лет назад). Фрагмент такой долины был вскрыт скв. 1116 (см. рис. 1).

Время перерыва приходится, вероятно, на первую половину каргинского межледниковья (МИС 3, 40—60 тыс. лет назад). Этот перерыв и сопровождающий его размыв подстилающих отложений указывают на значительный подъем территории ЛАР. В результате поднятия территории на месте низкой аккумулятивной равнины была образована высокая аккумулятивная равнина, в границах и по форме близкая к современной. На самых ранних этапах подъема, вероятно, произошел резкий спуск озерного бассейна, который сопровождался усилением стока по ранее существовавшим активизированным руслам крупных рек; эрозией озерных толщ, прилегающих к этим руслам, и формированием прямолинейных долин — спиллвеев. В начальный этап подъема территории произошло образование bestяхской эрозионной поверхности.

*Позднелейстоценовый (каргинско-сартанский) полигенетический ледовый комплекс (I) — зрелая стадия формирования высокой ЛАР.* Рассматриваемый комплекс венчает разрез высокой равнины эпохи плейстоцена. Он распространен по периферии полей развития озерного комплекса и залегает с глубоким размывом на подстилающих разновозрастных слоях.

В отложениях рассматриваемого комплекса можно выделить несколько главных фациальных разновидностей: преимущественно оползневые, аллювиальные и аллювиально-пролювиальные, собственно ледовые.

Оползневые фации комплекса приурочены к нижней части его разреза и накапливались в

гидрогенных депрессиях рельефа. Поля развития оползневых фаций расположены на правобережье приустьевых районов р. Алдан (Чуйское и Батамайское обнажения на р. Алдан, ниже устья р. Келе). Сложены они охристо-желтыми супесями, иловатыми или пылеватыми, с неровной, линзовидной наклонной слоистостью с четкими мезо- и макрооползневыми текстурами. В нижней части толщи отмечаются суглинки со скоплениями и отдельными раковинами пресноводных моллюсков, завалы плавника, прослой галечника. В линзах галечника содержится переотложенная(?) фауна подстилающей среднеплейстоценовой толщи — комплекс мамонтовой фауны раннего типа [Вангенгейм, 1961]. В верхней части толщи известны находки фауны мамонтового комплекса позднего типа [Алексеев и др., 1990б]. Мощность каргинских супесей и суглинков на Чуйском обнажении — 10 ÷ 40 м, а на Батамайском (правый берег р. Лена, в 10—15 км ниже устья р. Алдан) — 5 ÷ 15 м.

Необходимо отметить, что большинство определений абсолютного возраста отложений по макроостаткам растений лежит в пределах 30 ÷ 40 тыс. лет назад. Это соответствует времени каргинского межледниковья региональной Сибирской стратиграфической шкалы. Состав растительных макро- и микроостатков, среди которых заметную роль играют представители древесных форм растительности, подтверждает относительно мягкий климат этого временного отрезка.

Аллювиальные фации этого комплекса представлены на р. Лена, в 100 км выше устья р. Алдан (обнажение Песчаная гора). Здесь они слагают поверхность террасовидной ступени и выделяются как *дьялкуминская свита*. Свита сложена косослоистыми мелко-среднезернистыми песками. Примечательной их особенностью является косая однонаправленная слоистость в юго-восточном направлении, противоположном современному течению р. Лена. В свите отмечаются инъекционные льды. Свита с несогласием перекрывает здесь отложения bestяхской свиты (средний плейстоцен). В отложениях дьялкуминской свиты проведены определения абсолютного возраста и получены цифры, подтверждающие сартанский возраст отложений — 17 ÷ 11 тыс. лет назад [Алексеев и др., 1990б]. В период накопления свиты были размывы озерный и, частично, песчаный комплексы. К этому времени относится формирование дьялкуминского уровня.

Отложения, содержащие сингенетические повторно-жильные льды („ледовый комплекс“), выполняют верхнюю часть описываемого комплекса. Эти образования распространены на поверхности большей части рассматриваемой тер-

ритории: на разновысотных террасовидных склонах водоразделов, на склонах речных долин, на предгорной наклонной ледниковой равнине. Границы ледовых толщ с более древними озерными суглинками не всегда четкие, поскольку ледовый комплекс сформировался в результате действия различных склоновых и криогенных процессов за счет переработки подстилающих рыхлых толщ, в том числе озерного комплекса. Именно аллювиально-пролювиальными процессами можно объяснить то, что данный комплекс залегает на разных гипсометрических уровнях, нередко образует маломощные покровы на относительно низких террасах и содержит субаквальные фации [Гравис, 1997]. Накопление ледового комплекса за счет денудации и переотложения озерного комплекса обусловило образование полого-наклонной тунглюнской поверхности.

Мощность ледового комплекса в пределах равнины достигает 40 ÷ 60 м [Иванов, 1984]. В районе оз. Енер определен абсолютный возраст по нитевидным корешкам трав: с глубин 36—3 м получен ряд цифр от 22 до 13,6 тыс. лет назад.

В ледовом комплексе на различных участках равнины найдено значительное количество костей, относящихся к мамонтовому комплексу (поздний вариант, по [Вангенгейм, 1977]). Здесь нередко кости, захороненные в анатомическом порядке.

Практически непрерывное формирование на протяжении каргинско-сартанского времени полифациального ледового комплекса, в котором преобладают субаэральные, главным образом пролювиальные фации, показывает, что на территории ЛАР преобладали поднятия. Сопровождавшие это поднятие денудационные и криогенные процессы моделировали поверхность ЛАР, основные формы которой были образованы в каргинское время.

#### ЛЕДНИКОВЫЙ И ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКСЫ ПРИВЕРХОЯНСКОЙ НАКЛОННОЙ РАВНИНЫ

На правобережье р. Алдан, на наклонной предгорной равнине распространены ледниковые и флювиогляциальные отложения. Сейчас мы имеем возможность наблюдать следы только последнего, сартанского оледенения. Они представлены четырьмя кольцевыми валами конечных морен, сложенных валунами и галечниками с песчано-суглинистым заполнителем. Межморенные пространства заболочены, и состав слагающих их отложений (вероятно озерно-ледниковых) не изучен. Эти валы соответствуют четырем стадиям сартанского оледенения, которые сопоставляются с известными и датированными в более северных районах этой же равнины ледниковыми формами жиганской, улахан-кюель-

ской, сегенехской и сегемдинской стадий сартанского оледенения [Кинд, 1974]. Исходя из пространственного положения и возраста сартанских морен, можно предполагать, что в течение этого времени происходило пульсирующее отступление ледников, которое связано с увеличением сухости климата на данной территории. Сартанские морены нигде не пересекают р. Алдан. Это косвенно подтверждает то, что фациальных признаков значительных ледниковых запруд, связанных с сартанским временем, не отмечается. К сартанскому времени относится ледовый комплекс и различные виды аллювиальных и пойменных фаций сравнительно низких речных террас (дьялкуминский уровень, 20—25 м; кердемский уровень, 15—20 м и менее), предположительно связанных с наледными запрудами.

Максимальная мощность моренных образований составляет около 100 м. Исходя из известной плотности отложений морен (около 2,0) и мощности, по простейшему уравнению изостатического равновесия толщина ледника этого времени оценивается не менее чем в 200 м. Гляциоизостатический подъем территории продолжается и в настоящее время, о чем говорят высокие скорости восходящих современных движений.

О характере предшествующего зырянского оледенения на наклонной равнине можно судить по косвенным признакам. В нижнем течении р. Алдан по его правому берегу известно несколько выходов флювиогляциальных валунистых галечников, которые предположительно, по геоморфологическим признакам можно отнести к зырянской морене. Мощность их не превышает первые десятки метров. Моренные образования на левом берегу р. Алдан установлены пока в одном месте — в 25—30 км ниже устья р. Татта, в большой северной излучине р. Алдан. Здесь их видимая мощность составляет около 20 м. По р. Лена, непосредственно ниже устья р. Алдан, по правому берегу (Батамайское обнажение) под каргинскими оползневыми суглинками вскрываются морены, вероятно, зырянского возраста. Эти отрывочные данные позволяют предполагать, что зырянские ледники были распространены шире, чем сартанские, и местами перереживали реки Алдан и Лена. Мощность зырянских ледников можно оценить по высоте гляциоизостатических поднятий, разделяющих лопасти сартанских морен на наклонной равнине. Эти поднятия, сложенные дислоцированными породами юры и мела и окруженные моренами сартанского возраста, в зырянское время были погружены под толщey ледника. Максимальные абс. отм. этих поднятий достигают 700 м, а относительные превышения — 400 м. Исходя из известных плотностей коренных пород (около



2,3) и относительного превышения зырянских поднятий (400 м), минимальная мощность зырянских ледников могла составлять 1000 м.

Следы среднеплейстоценового оледенения переработаны еще более значительно, чем позднплейстоценового. Можно лишь, исходя из общих соображений и отрывочных фациальных наблюдений, предполагать, что среднеплейстоценовый ледник также был распространен шире, нежели сартанский, и переходил на левобережье р. Алдан, вызывая подпруды.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фациальный анализ показывает, что формирование высокой ЛАР происходило циклически. Отчетливо выделяются два цикла: среднплейстоценовый и позднплейстоценовый. В конце первого цикла высокая равнина исчезла, будучи отчасти денудированной, а затем и погруженной под воды озерного бассейна. Внутри циклов осадочные комплексы накапливались главным образом в ледниковые эпохи, а перерывы образовывались в межледниковья. Эти совпадения представляются не случайными, а свидетельствующими о глубокой связи режима осадконакопления ЛАР с климатическими событиями, происходившими на территории Сибири в плейстоцене. Этот вывод подтверждается совпадением по времени и направленности тектонических событий на ЛАР и гляциотектонических явлений на флювиогляциальной равнине. И в том, и другом случае отмечается гляциоизостатический подъем в голоцене, замедление поднятий и осадконакопления в сартанское время, поднятие в начале каргинского времени и погружение в зырянское время. Для среднего плейстоцена в рассмотренном регионе эти совпадения не подтверждены прямыми наблюдениями, но в районе г. Жиганск известны среднплейстоценовые морены, переходящие на левый берег р. Лена. Эти обстоятельства заставляют принять в качестве одной из наиболее вероятных причин образования высокой аккумулятивной равнины гляциоизостатическую гипотезу. При этом ясно, что территория ЛАР относилась к внешней (перигляциальной) части области оледенения, максимум которого располагался на территории современной Приверхоянской наклонной равнины.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Высокая аккумулятивная равнина, расположенная на междуречье Амги и Лены, образовалась в непосредственной близости от ледника, располагавшегося у подножия Верхоянских гор.

2. Осадочные комплексы, слагающие высокую равнину, формировались в крайне суровой климатической обстановке. Их возраст совпадает

с периодами ледниковий в Сибири и известными фазами похолоданий, установленных на Земле. С периодами потеплений связаны перерывы в осадконакоплении. Этот вывод принципиально отличается от господствующей точки зрения, в рамках которой четвертичные осадочные комплексы Лено-Амгинской равнины связываются с потеплениями.

3. Эволюция Лено-Амгинской равнины протекала циклически. Четко выделяются два цикла — среднплейстоценовый и верхнплейстоценовый, каждый из которых начинался с эпохи аккумуляции и заканчивался эпохой денудации. Конец среднплейстоценового цикла ознаменовался подъемом и денудацией в казанцевское время, а конец позднплейстоценовой эпохи — подъемом и денудацией в голоцене. В настоящее время происходит разрушение высокой равнины; одним из самых активных факторов этого процесса является термоденудация.

4. Подъем равнины в казанцевское время и в голоцене вызван положительными гляциоизостатическими движениями, а ее погружение в среднем плейстоцене и в зырянское время в позднем плейстоцене — отрицательными гляциоизостатическими движениями.

Исследование выполнено за счет гранта на полевые работы СО РАН и гранта на научно-техническую программу Республики Саха (Якутия).

### Литература

- Агаджаниян А.К., Боярская Т.Д., Глушанкова Н.И. Разрез новейших отложений Мамонтова гора / Под ред. К.К. Маркова. М., Изд-во МГУ, 1973, 197 с.
- Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Мочанов Ю.А. Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и сред. Лены (Центральная Якутия): Путеводитель геолог. экскурсии (Якутск, 12—21 июля 1990 г.). Якутск, ЯНЦ, 1990а, 42 с.
- Алексеев М.Н., Камалетдинов В.А., Зигерт Х. Проблемы палеолитического памятника Дириг-Юрях / Препринт. Якутск, 1990б, 48 с.
- Баранова Ю.П., Гриненко О.В., Катасонов Е.М. Разрез 50-метровой террасы // XIV Тихоокеанский научный конгресс. Неогеновые и плейстоценовые отложения Центральной Якутии: Путеводитель XIII тура. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1979, 73 с.
- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1961, 183 с.
- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим): К X конгрессу INQUA (Бирмингем, 1977). М., Наука, 1977.
- Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода, 1991, № 60.
- Гравис Г.Ф. Роль флювиальных процессов в развитии пород ледового комплекса // Криосфера Земли, 1997, т. 1, № 2, с. 56—59.
- Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М., Научный мир, 1999, 120 с.
- Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984, 125 с.

Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода, 1991, № 60, с. 68—78.

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. Оледенения и межледниковья Сибири — палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 48—63.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 257. М., Наука, 1974, 255 с.

Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М., Наука, 1968, 459 с.

Waters Michael R., Forman Steven L., Pierson James M. Late Quaternary Geology and Dating Yuriakh, an Early Paleolithic Site in Central Siberia // Quatern. Res., 1999, No. 51, p. 195—211.

*Поступила в редакцию  
2 сентября 2002 г.*