

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.336 (925.12—14)

В. И. АСТАХОВ, Ю. Б. ФАЙНЕР

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ И ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО
ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ЗАПАДЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Многолетняя дискуссия по проблеме древнего покровного оледенения Сибири до сих пор не закончена главным образом из-за слабой площадной изученности ледникового рельефа. Тематические работы в долинах рек не обеспечили решения вопроса, так как результаты исследования опорных разрезов всегда допускают неоднозначную экстраполяцию на междуречья. Поэтому имеются диаметрально противоположные представления о размахе и рельефообразующей работе плейстоценовых ледников Сибири. Сплошное покровное оледенение территории к северу от р. Подкаменной Тунгуски предполагалось еще в 20-х годах (И. А. Молчанов, В. А. Обручев, Н. Н. Урванцев). В 50-х годах эта концепция получила отражение на обзорных картах четвертичных отложений, изданных ВСЕГЕИ и НИИГА. Тем не менее большая группа исследователей продолжала находиться под влиянием теоретических представлений А. И. Воейкова и И. Д. Черского, считавших, что из-за сухости климата в Сибири невозможно обширное покровное оледенение европейского типа. Существуют мнения о полном отсутствии ледниковых форм не только на Западно-Сибирской равнине (И. Л. Кузин, Н. Г. Чочиа, О. В. Суздальский и др.), но и на Среднесибирском плоскогорье (Ю. П. Пармузин).

В свете этой дискуссии представляют интерес новые данные о рельефе и рыхлых осадках правобережья Енисея между 60 и 64° с. ш., полученные в 70-х годах с помощью дешифрирования аэрофотоснимков, многочисленных проверочных наземных маршрутов и горных выработок на междуречьях в процессе геологосъемочных и тематических работ Красноярского геологического управления, СНИИГГиМС и Лаборатории аэрометодов МГ СССР. Исследование древнеледниковой морфоскульптуры в этом регионе было поставлено в связи с практической необходимостью изучения путей разноса бокситовых валунов.

Достоверные сведения о ледниковом рельефе междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок впервые получены в 50-х годах Ф. Ф. Вильсоном при мелкомасштабном картировании четвертичных отложений с помощью аэрофотоснимков. Л. Л. Исаева (1972) показала закономерное концентрическое расположение поясов краевых аккумулятивных образований на Среднесибирском плоскогорье. Эти и другие исследователи при интерпретации ледникового рельефа учитывали только влияние горных центров оледенения Средней Сибири, считая очевидным генеральное направление движения льдов на юго-запад и юг в соответствии с укло-

ном местности. Нашими работами установлено преобразование в приенисейской части Средней Сибири антиорографического движения ледников на юго-восток и восток (Астахов, Файнер, 1975).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДРЕВНИХ ЛЕДНИКОВ В ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ

При рассмотрении космических и аэрофотоснимков этой территории обращают на себя внимание резкие изменения морфологии рельефа в широтном и меридиональном направлениях. Субмеридиональная зональность связана с постепенным увеличением к востоку амплитуд новейшего поднятия, возрастанием расчлененности рельефа сокращением мощности рыхлого чехла. В приенисейской части Средней Сибири на юго-запад от линии устье Тынепа — устье Кочумдека преобладают всхолмленные аккумулятивные равнины, абс. высоты которых ступенчато возрастают к северо-востоку от 80—100 м (Енисейская впадина) до 200—300 м («высокие террасы» правобережья Енисея). Далее к северо-востоку простирается собственно Среднесибирское плоскогорье — чередование плосковерхих трапезов гор с отм. 500—800 м и глубоких (до 400—500 м) корытообразных и ящикообразных долин. Эту область преимущественного развития выработанного рельефа можно назвать Тунгусской в отличие от Приенисейской аккумулятивной равнины. В Тунгусской области иногда встречаются скопления рыхлых осадков мощностью 30—40 м, не образующих сплошных полей. В приенисейской области обычно почти непрерывное развитие четвертичного покрова, нередко достигающего 100 м мощности, а в долине Енисея превышающего 300 м.

Менее известно явление субширотной геоморфологической зональности на правобережье Енисея, хотя оно прекрасно выражено в строении долин и междуречий. С юга на север отчетливо выделяются три морфоскульптурных зоны. На левобережье р. Подкаменной Тунгуски развито типичное для юга Средней Сибири пластово-ступенчатое плато, расчлененное густой сетью речных долин со структурными террасами. Четвертичные отложения представлены в основном осадками склонового ряда и отложениями речных террас. Только вдоль долины р. Подкаменной Тунгуски на плоских водоразделах с отм. 200—300 м встречаются фрагменты маломощных песчано-галечных зандров.

К северу от долины р. Подкаменной Тунгуски облик рельефа меняется. Ступенчатые плато переходят в слабоволнистые водораздельные плоскогорья с нередкими бессточными болотами, речная сеть разрежается, долины приобретают четковидный характер, а количество террас в них уменьшается до трех. На междуречных плато с отм. от 200 до 700 м встречаются выположенные аккумулятивные гряды дугообразных и неправильных очертаний высотой от 5 до 30 м, значительно переработанные солифлюкцией и имеющие вогнутые профили склонов. С ними обычно ассоциируют замкнутые болотистые ложбины и котловины. Разбуривание таких гряд на водоразделе Усас — Дукьума показало, что они сложены мощной (до 90 м) толщей валунных суглинков. В депрессиях эта толща расклинивается ленточными глинами (Файнер, 1975). Напорная морена максимального оледенения прослеживается на левобережье р. Подкаменной Тунгуски ниже устья р. Большой Лебяжьей, где она сопровождается полями мелких песчаных холмов (камов) и образует ярко выраженный холмисто-котловинный рельеф.

На правобережье р. Подкаменной Тунгуски южнее выраженных в рельефе напорных морен встречаются эвратические валуны и отдельные выходы валунных суглинков на междуречьях (левобережье р. Малой Черной у оз. Исьде) и в долинах (р. Столбовая), но более обычны остатки размытой зандровой равнины, пески и галечники которой слагают плоские вершины с отм. 260—320 м (междуречье Кулинна — Гурьев-

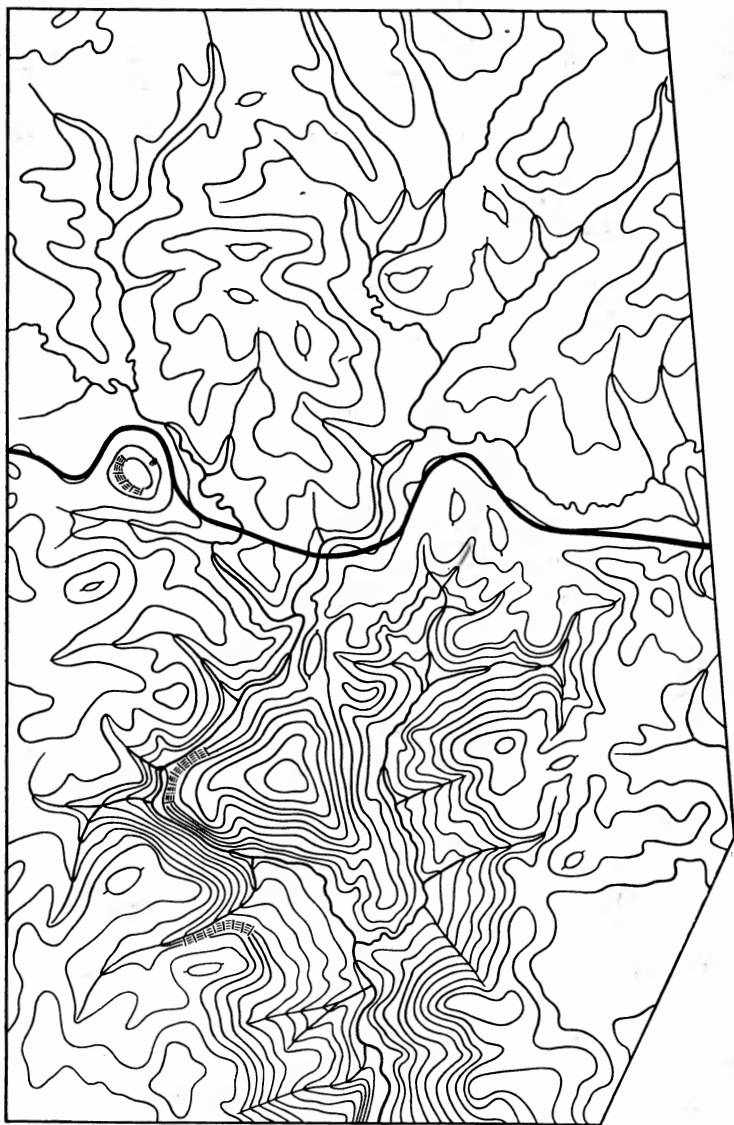


Рис. 1. Смена типов эрозионного расчленения траппового плато в краевой зоне максимального оледенения (толстой линией показана южная граница распространения ледниковых отложений)

ская). Южная граница максимального оледенения проводится по резкому увеличению глубины и густоты вреза правых притоков р. Подкаменной Тунгуски и исчезновению замкнутых болотистых западин на междуречьях.

Хорошо заметна южная граница максимального распространения четвертичных ледников и в Тунгусской области. Здесь наблюдается внезапное сужение долин правых притоков р. Подкаменной Тунгуски (рек Юдоломо, Майгунна и др.) в 10–20 км от устьев. Выше по течению эти долины, врезанные в трапповое плато с отм. 600–700 м на глубины 300–400 м, расширяются в 3–4 раза и приобретают типичную корытообразную форму, а на их днищах появляется множество эрратических валунов и даже фрагментов холмисто-западинного рельефа. На водораздельных плато следами оледенения помимо волнистой экзарационной поверхности (рис. 1) с многочисленными болотами служат также от-

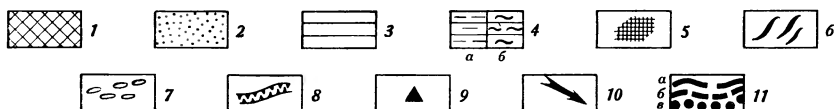
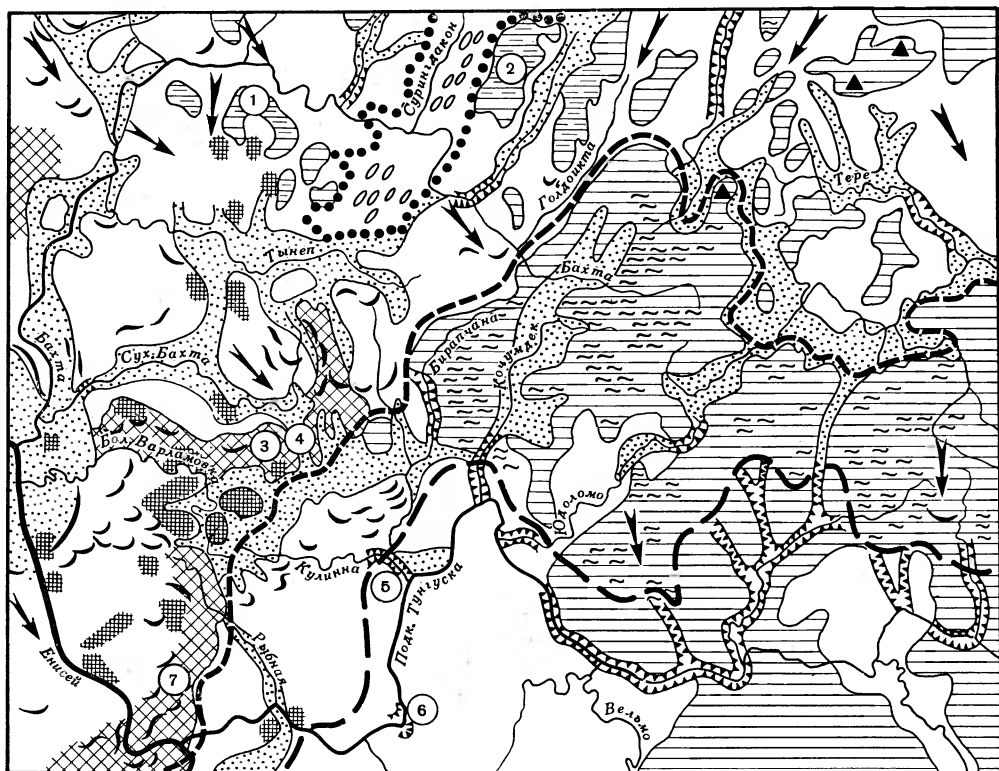


Рис. 2. Схема ледникового рельефа междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок

1 — холмистый рельеф тазовских краевых морен; 2 — поверхности водноледниковой аккумуляции (ложбины и бассейны стока ледниковых вод); 3 — трапповые плато, не покрывавшиеся тазовскими ледниками (абс. отм. более 500 м); 4 — трапповые плато, покрытые мореной максимального оледенения; а — к северу, б — к югу от границы тазовского оледенения; 5 — камы; 6 — моренные гряды; 7 — селги и друмлиноиды; 8 — флювиогляциальные каньоны; 9 — нунатаки эпохи максимального оледенения (абс. отм. более 750 м); 10 — направление движения льда; 11 — границы оледенений; а — максимального, б — тазовского, в — зырянского. Цифры в кружках: 1 — гора Большая Тундровая, 2 — гора Чипкамакит; 3 — Сухо-Бахтинская гряда; 4 — трог р. Случайной; 5 — урочище Столбы; 6 — урочище Щеки; 7 — Енисейский комплекс краевых образований

дельные пятна валунных суглинков, вскрытых бурением (междуречье Юдоломо — Майгунна). Весьма характерны следы мощной экзарации в виде сокращенной мощности элювия и частых обнаженных выступов скальных пород на плоских вершинах (истоки рек Кочумдек и Юдоломо). В перигляциальной зоне такие явления отсутствуют.

Южная граница покровного оледенения маркируется рассеянными валунами и изменением морфологии речных долин: вне области покровного оледенения долины глубоко врезаны в трапповое плато и носят каньонообразный характер (рис. 1). Эти специфические формы приледниковой эрозии широко распространены на правобережье р. Подкаменной Тунгуски с возвышенным и расчлененным еще в ледниковое время рельефом, подвергавшимся затем действию концентрированных потоков талых вод. Следami интенсивной глубинной эрозии при таянии ледниковых покровов являются многочисленные живописные каньоны длиной в несколько километров, разбросанные вдоль края древнего ледника — ур. Столбы в устье р. Столбовой, ущелья р. Биробчане, ур. Щеки на р. Подкаменной Тунгуске и др. (рис. 2). Реликтовый характер таких долин отчетливо виден в урочище Щеки. Здесь, при чрезвычайной узос-

ти долины и обрывистых берегах отсутствуют перекапы, а большая глина, тихое течение и песчаные косы сочетаются с грандиозными столбообразными скалами.

Наиболее характерные и доступные изучению формы ледникового рельефа связаны с тазовским оледенением, граница которого проходит в 50—100 км севернее границы максимального распространения льдов. Продвижение к югу тазовского ледника зафиксировано в ландшафте в виде своеобразного рельефа водораздела Подкаменной Тунгуски и рек бассейнов Бахты — Нижней Тунгуски. В Приенисейской области к северо-западу от этого рубежа густота эрозионной сети меньше. Междуречные плато не эродированы. Они представляют собой чередование мелких насыпных холмов (отн. высота 5—30 м) и изометричных заболоченных котловин. Делювиально-солифлюкционный шлейф маломощен (0,5—3 м) и практически не искажает первичный аккумулятивный рельеф. В долинах не более двух террас. Среди аккумулятивных форм преобладают пологие слабовыпуклые валунно-суглинистые холмы с мелкими пятнами болот, замещающиеся по простираанию скоплениями камов. Изредка встречаются озы (правобережье р. Большой Варламовки). В обнажениях по правым притокам Енисея в этой зоне можно видеть резкие фациальные замещения редковалунных бурых суглинков слоистыми песками. Местами валунные суглинки перекрываются и замещаются кварц-каолиновыми песками — отторженцами меловой сымской свиты. Такие пески мощностью до 8 м по р. Большой Варламовке (например, на ее правом берегу в 3 км выше устья р. Раскол) нередко залегают совершенно горизонтально и прослеживаются на сотни метров.

МОРФОЛОГИЯ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Крупнейшая форма рельефа краевой зоны тазовского оледенения — Сухо-Бахтинская гряда шириной до 20 км, протягивающаяся по левобережью Сухой Бахты на 200 км. Это скопление вытянутых и изометричных валунно-суглинистых холмов и чередующихся с ними болотистых котловин и бессточных ложбин (рис. 2), насаженных на общие основания из валунных суглинков и пластовых долеритов. Абсолютные отметки гряды нарастают с запада на восток от 240 до 330 м в соответствии с повышением коренного кополя. Местами на гряде встречаются формы мертвого льда — беспорядочно разбросанные камы диаметром 250—500 м и высотой 10—15, реже до 30 м, сложенные тонкими песками. К камовым плато в верховьях рек Самсоновой и Раскосой тяготеют своеобразные замкнутые котловины 5—10 км в поперечнике, ограниченные кольцевыми озами. Их плоские заболоченные днища расположены на 40—50 м ниже уровня моренной равнины; котловины представляют собой, очевидно, следы таяния глыб ненасыщенного поверхностной мореной льда. Кольцевые озы высотой 30 м, видимо, связаны с аккумулятивной деятельностью талых вод в трещинах, обособивших глыбы мертвого льда.

На аэрофотоснимках междуречья Сухая Бахта — Большая Варламовка отчетливо видны вытянутые субширотные валы (очевидно, напорного характера) длиной 1—2 км. Они, как правило, окаймлены маргинальными каналами — бессточными линейными болотами. Существенную роль в морфологии гряды играют и более крупные радиальные ложбины, нередко сопровождающиеся озами. Вдоль р. Случайной такая заболоченная ложбина шириной 3—5 км рассекает Сухо-Бахтинскую гряду с северо-запада на юго-восток. Ее корытообразная форма и наличие подковообразных валов из валунных суглинков поперек долины свидетельствуют о том, что она образована активным выводным ледником (трог р. Случайной на рис. 2). Другие, более мелкие радиальные ложбины, непосредственно открывающиеся к долинным зандрам верховьев

рек Дулькумы, Усаса, Кулинны, вероятно, образованы потоками талых вод.

Общая ориентировка Сухо-Бахтинской гряды, ее форма выпуклого к юго-востоку фестона и конфигурация мелких ледниковых форм в ее пределах свидетельствуют о генеральном направлении движения ледника по азимуту $120-140^\circ$, что согласуется с составом морен (Астахов, Файнер, 1975). Гирлянды напорных и аккумулятивных гряд южнее, в истоках р. Рыбной, указывают на то же направление (рис. 2). Они оконтуривают крайний южный (Енисейский) язык ледника тазовской эпохи.

К северу от краевой зоны тазовского оледенения распространены обширные моренные равнины с отдельными субширотными валунно-суглинистыми грядами и короткими ложбинами стока (бассейн р. Бахты). Только вблизи Енисейской впадины, по ее восточному краю на отм. 100—150 м прослеживается серия субмеридиональных моренных гряд, изображенных на ранее изданных обзорных картах в виде краевых образований Путоранского покрова. Согласно нашим данным, это краевые образования Енисейского языка, имеющие довольно свежий вид. С юго-востока Енисейскую впадину замыкает моренный вал шириной 1—2 км и длиной до 20 км, протягивающийся от устья р. Мал. Варламовки на юго-запад до среднего течения р. Мал. Лебединки (рис. 2). Он образован параллельными грядами, возвышающимися на 30—40 м над уровнем гляциодепрессии, представляющей собой плоскую озерную равнину, ступенчато снижающуюся вниз по Енисею от 120 до 60 м. Равнина с отчетливым уступом врезается в тазовские краевые формы и прослеживается далеко по р. Бахте. С поверхности она сложена 3—5 м слоем ритмично слоистых супесей и пылеватых песков, переходящих в типичные лессовидные суглинки бурого цвета, которые нередко по Сухой Бахте и в енисейских ярах перекрываются озерными песками. Последние вверх по течению правых притоков Енисея переходят в перигляциальный аллювий II террасы, в цоколе которой выходит среднеплейстоценовая морена (р. Большая Варламовка).

В 12 км к востоку от устья Бахты (междуречье Акулинина — Крутой) на озерном уровне с отм. около 90 м располагается группа камов с незаросшими озерами и мелких крутосклонных валунно-суглинистых холмов. Этот фрагмент ледникового рельефа можно рассматривать как образование глыбы мертвого льда, сохранившейся некоторое время среди тазовского позднеледникового водоема. Другая интерпретация предполагает проникновение в позднем плейстоцене узкого ледникового языка по долине Енисея вплоть до устья р. Бахты (Троицкий, 1975).

Юго-восточное направление ледниковых потоков прослеживается на аэроснимках по бороздам в коренных породах до отм. 450 м (левобережье р. Бахты против устья р. Голдоикты). На тех же отметках южнее обнаружены мелкие аккумулятивные гряды серповидной формы, обращенные дистальным склоном на восток (междуречье Танимакит-Биробчана). Эти следы надвигания льдов из Енисейской впадины в Тунгусскую область, судя по их хорошей сохранности, вероятно, относятся к тазовской эпохе.

На плоской вершине горы Большой Тундровой с отм. более 600 м (1 на рис. 2) залегают всхолмленные валунные суглинки мощностью до 34 м. Двучленный разрез, одновременное присутствие траппового материала и переотложенной из мезозойских пород пылицы позволили предположить здесь стык льдов Енисейской лопасти и Тунгусского покрова (Файнер и др., 1976). По мнению В. И. Астахова, морены горы Большой Тундровой образованы льдами, надвигавшимися из Западной Сибири и переоткладываявшими трапповый материал в области столовых гор. В пользу последнего предположения говорят упоминавшиеся выше борозды СЗ—ЮВ направлений вдоль р. Бахты, а также СЗ—ЮВ ориен-

тировка длинных осей валунов в морене, залегающей среди трапповых гор с отм. 400—500 м в бассейне р. Дельтулы (севернее горы Большой Тундровой, рис. 2).

Если считать морену горы Большой Тундровой самаровской, то с учетом отметок морены максимального оледенения в долине Енисея до —300 м (скв. в пос. Лебедь) мощность ледникового покрова Приенисейской области должна быть не менее 800 м. Мощность тазовского ледника аналогичным образом может быть оценена не менее чем в 500 м.

К востоку от 92° в. д. в Тунгусской области характер ледникового рельефа резко меняется. Редко встречающиеся здесь аккумулятивные формы приурочены к днищам широких корытообразных долин с отм. 300—500 м. Они сложены грубовалунной мореной, образующей ровные или слабо всхолмленные поля, усеянные крупными глыбами долеритов. Ориентировка шрамов и ложбин стока меняется на СВ—ЮЗ или субмеридиональную. Для долин типична не встречающаяся в экстрагляциальной зоне четковидная форма в плане с многочисленными озеровидными расширениями, занятыми мелкими болотами. Особенно часты такие изометричные котловины 5—20 км в поперечнике в верховьях притоков р. Учами. Наиболее глубокие из них сложены мощными толщами ленточных глин (р. Тере). Это относится главным образом к области тазовского оледенения, развитие которого было ограничено на юге 200—300 м уступом траппового плато с отм. 600—800 м, служащего водоразделом рек Учами и Подкаменной Тунгуски (рис. 2).

Междуречное плато, слабо наклоненное к югу, имеет мало заметные формы максимального оледенения, встречающиеся здесь до отм. 700—750 м (истоки рек Кондромо и Бирама). Перигляциальная скульптура в виде нагорных террас развита только на самых высоких останцовых вершинах (более 750 м). Если считать их нунатаками эпохи максимального оледенения, то мощность периферического покрова Путоранского ледника на широте 63° по разнице отметок определяется в 500 м, т. е. меньше чем в Приенисейской области. На трапповом плоскогорье с отм. 600—700 м в 30—40 км полосе вдоль границы оледенения мощность льда, вероятно, не превышала 100 м, что вполне согласуется с миниатюрными размерами редких здесь аккумулятивных гряд, и малой мощностью морены (первые метры). На трапповом плато известна только одна заметная конечно-моренная гряда, протягивающаяся в широтном направлении вдоль коренного выступа в истоках рек Большая Нирунда, Хойтэ, Дулькама (рис. 2).

Формы тазовского оледенения в Тунгусской области распространяются до отм. 600 м (истоки р. Бирамба). С учетом отметок днищ трогов это дает мощность последнего ледникового покрова в 300—350 м в бассейне р. Учами и около 100—150 м у северного края траппового плато. Вдоль него практически отсутствуют краевые морены и маргинальные гряды и ложбины тазовской эпохи, но в большом количестве встречаются озерно-ледниковые депрессии и радиальные ложбины стока.

В среднем течении р. Бахты, по ее правым притокам Сурингдакон и Мочектакон, и в верховьях Тынепа развит очень молодой аккумулятивно-экзарационный рельеф, сформированный самым южным на Средне-сибирском плоскогорье языком зырянского оледенения (рис. 2). Спускаясь с Бахтинско-Тынепского водораздела по долинам рек Кавэра, Моктокан, Малая Накта, Хонкирол, Дуву, Хохтоур он местами переработал их в трог, оставил многочисленные сельги, ледниковые шрамы, курчавые скалы, рывинные озера. Предшествовавшие надвиганию льда с севера местные ледники альпийского типа образовали крупные кары, врезаемые на 250 м в окружающие возвышенности и в настоящее время занятые озерами Кэтэолла и Арбама. Судя по расположению отдельных моренных гряд и ледниковых шрамов, мощность ледникового языка на севере территории не превышала 250—300 м. Двигаясь по общему

уклону местности (перепад высот до 100 м на 5 км) и не встречая на пути существенных препятствий и скоплений рыхлого материала, зырянский ледник не оставил крупных краевых форм. Только у границы оледенения в верховьях р. Челбокан сохранился небольшой (7×3 км) моренный вал, расчлененный притоками Челбокана, а в озерной котловине у оз. Арбама и севернее оз. Дуву — мелкие камовые поля и одиночные камы. Фронт ледникового языка зафиксирован зандрами по долинам правых притоков Тынепа — Тактыкан, Хонкирол, в верховьях Челбокана и среднем течении Кавэры (рис. 2).

На западе предфронтальные зандры по неровной границе переходят в Тынепскую озерно-ледниковую депрессию, простирающуюся от долины Накты до устья Хуричи на 22 км при ширине 8 км. Ее плоская, сильно заболоченная поверхность с отм. 260—280 м осложнена останцами среднеплейстоценовых морен и выступаами палеозойских пород.

Позднеплейстоценовый возраст последней подвиги льдов на этой территории можно предполагать по свежему облику ледниковых форм и слабому развитию эрозионной сети, отсутствию речных террас (кроме первой). Показательна резкая смена (под 90°) направления льдов последнего покрова по отношению к направлению ледниковых потоков среднего плейстоцена (рис. 2).

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Рельеф западной окраины Средней Сибири несет явные следы воздействия мощных ледниковых покровов — западнее 92° в. д. транзитных, восточнее — местных, несколько меньшей мощности. Направление движения ледников в Приенисейской области СЗ — ЮВ, против уклона местности, в Тунгусской области — на ЮЗ и Ю вниз по уклону. Неодинаковое строение краевых зон ледниковых покровов разного возраста напоминает аналогичную закономерность для европейских ледниковых щитов (Асеев, 1974). В Сибири ввиду более расчлененного и разнообразного рельефа коренного ложа эта закономерность выражена резче.

Наиболее заметны прекрасная выраженность в рельефе тазовских краевых образований и слабое развитие краевых форм более древнего (самаровского) и более молодого (зырянского) оледенений. Другое существенное отличие ледниковых ландшафтов разного возраста — неодинаковое распределение мощностей наносов. Если в области зырянского ледникового языка (рис. 2) грубовалунная морена прерывистым чехлом мощностью в несколько метров едва прикрывает экзарационные рытвины и друмлиноидные холмы, то в области тазовского покрова наблюдается довольно равномерное распределение 30—50 м толщи валунных суглинков и камовых песков по всей Приенисейской области вплоть до 450-метровой горизонтали. В зоне максимального оледенения, напротив, наблюдается неравномерность в распределении наносов: большие пространства покрыты 1—3-метровым слоем абляционной морены, флювиогляциальных песков или только элювием и солифлюкционным плащом, а скопления ледниковых отложений мощностью до 50—90 м строго локализованы в водораздельных моренных грядах или глубоких ложбинах. Известные нам локальные увеличения мощностей самаровской толщи — холмистый слабо завалуненный комплекс камов и конечных морен на левобережье р. Подкаменной Тунгуски, Дулькума-Усасские краевые гряды и Дулькуминская впадина, заполненная ленточными глинами (Файнер, 1975).

Можно согласиться с А. А. Асеевым (1974) в том, что «слабые следы краевой аккумуляции нельзя объяснить ни древностью оледенения, ни слабой активностью оледенения в целом», (стр. 170). Автор цитированной работы склонен связывать своеобразие рельефа краевой зоны максимального оледенения Русской равнины с относительно мягким

климатом эпохи дегляциации, обусловившим минимальную вязкость и пластичное растекание льда по периферии щита, а также быстрое таяние без длительного развития термокарстовых процессов. Рельеф краевой зоны максимального оледенения Приенисейской Сибири также весьма своеобразен, хотя вряд ли можно допускать очень мягкие климатические условия на широтах 61—62°. Простые очертания ледникового края (рис. 2) наводят на мысль о консервативности периферического покрова в Приенисейской области, а отсутствие четко выраженных фестонов краевых гряд свидетельствует о преимущественно фронтальном характере дегляциации. Хорошо разработанная система приледниковых каньонов (рис. 2) может указывать на длительное стационарное положение фронта ледника с устойчивым слабо отрицательным или близким к нулю бюджетом. Отсутствие мощных основных морен в краевой зоне объясняется, видимо, не столько слабой насыщенностью льда обломочным материалом, сколько замедленным вязкопластическим растеканием льда. Отложению донной морены не способствовал также плоский с уклоном к югу рельеф правобережья р. Подкаменной Тунгуски. Лишь после значительного сокращения мощности периферического покрова в процессе его отступания к северу произошло быстрое распадение насыщенного мореной края ледника на отдельные глыбы, о чем свидетельствуют неправильные грядовые скопления мощных валунных суглинков в 40—50 км севернее границы оледенения (рис. 2). Длительное стационарное положение края самаровского ледника в начале регрессивной фазы подтверждается и резкими различиями густоты и глубины эрозионного расчленения склонов долины р. Подкаменной Тунгуски (Астахов, 1976).

Иными условиями характеризуется регрессивная фаза первого пост-максимального (тазовского) оледенения. Сложные очертания краевых комплексов в Приенисейской области (рис. 2) говорят о значительной расчлененности ледникового края. Двигавшиеся вверх по уклону крупные языки образовали два главных краевых комплекса — Енисейский близ устья р. Подкаменной Тунгуски и далее к северо-востоку — Сухо-Бахтинский. В тылу крупных гряд краевой морены здесь располагаются обширные камовые поля, свидетельствующие об омертвлении льда по схеме ареальной дегляциации (Асеев, 1974). Максимальное продвижение к югу Енисейского языка обусловлено отсутствием крупных орографических препятствий в этом направлении: абс. отм. здесь обычно не превышают 150—200 м, постепенно повышаясь на юго-восток к истокам р. Рыбной до 300 м. С этим связано и отсутствие крупных напорных гряд у границы оледенения.

Северо-восточнее, в бассейне р. Сухой Бахты абс. отм. достигают 350—450 м, а рельеф коренного ложа отличается значительной расчлененностью. В связи с этим надвигание льда с северо-запада сопровождалось образованием напорных морен на неровном коренном цоколе левобережья р. Сухой Бахты. Существенное влияние этой возвышенности на динамику Сухо-Бахтинского языка доказывается тем, что южнее Сухо-Бахтинской гряды нет следов тазовского периферического покрова (рис. 2). Вероятно, барьерный эффект коренной возвышенности был усугублен и предшествующей аккумуляцией на ней морены максимального оледенения. Наличие многочисленных отторженцев по рекам Большой Варламовке и Сухой Бахте указывает на то, что вследствие влияния преграды движение льда здесь принимало глыбово-надвиговую форму, в отличие от вязкопластичного растекания максимального ледника. О сильной трещиноватости тазовского ледника говорят и многочисленные формы мертвого льда на Сухо-Бахтинской гряде.

Значительный размах рельефообразующей деятельности тазовского ледника при его меньшей мощности может объясняться гораздо большими локальными скоростями движения льда. Даже во время час-

тичного омертвления Сухо-Бахтинского языка продолжались активные подвижки отдельных выводных языков. Следы их можно видеть на примере узкой (3—5 км) сквозной долины вдоль р. Случайной, рассекающей Сухо-Бахтинскую гряду (рис. 2). Многочисленные мелкие фестоны напорных гряд на междуречье Большая Варламовка — Рыбная указывают на большую активность отступавшего ледникового края и другого крупного (Енисейского) языка. О синхронности деградации Енисейского и Сухо-Бахтинского языков говорят угловатые очертания разделяющего их крупного массива камов с прилегающими обширными озерными впадинами на левобережье р. Большой Варламовки (рис. 2). Вероятно, в последнюю на данной территории фазу дегляциации тазовский покров сокращался до отдельного лежащего в долине Енисея языка мощностью не более 100—150 м, который, судя по боковым моренам междуречья Фатьяниха — Бахта, еще проявлял некоторую активность.

Отсутствие форм ареальной дегляциации в Тунгусской области и следов крупных выводных ледников к югу от границы максимального оледенения, несмотря на благоприятный рельеф ложа и небольшую (не более 100 м) мощность периферического покрова, по нашему мнению, служит подтверждением устойчивого режима края самаровского ледника. По доледниковым субмеридиональным долинам с уклоном к югу осуществлялся не вывод ледниковых языков, а длительный сток талых вод от стабилизированного фронта льда, что и привело к образованию флювиогляциальных каньонов.

Значительная (300—350 м) мощность тазовских ледников Тунгусской области вблизи южной границы оледенения вполне однозначно объясняется орографической преградой в виде северного уступа траппового плато. Поэтому льды тазовской эпохи, стекавшие вниз по уклону, скапливались в Учаминской денудационной депрессии, дно которой располагается на 300—400 м ниже уровня траппового плато. И даже в столь благоприятных условиях местного подпруживания тазовский ледник Тунгусской области был явно менее мощным по сравнению с двигавшимися против уклона льдами Приенисейской области, как это видно по распространению льдов Енисейской лопасти до отм. 450 м. С этим хорошо согласуется и более северное положение границ среднеплейстоценовых оледенений в Средней Сибири по сравнению с Западной.

Высокий орографический барьер северного эскарпа траппового плато объясняет и отсутствие в Тунгусской области ярко выраженных краевых образований тазовской эпохи. Широкое развитие тонких озерно-ледниковых осадков, залегающих прямо среди трапповых гор, указывает на затрудненные условия стока и сплошное обводнение в прифронтальной части тазовского покрова. По орографическим условиям сток приледниковых и наледниковых водоемов мог осуществляться только на юг по узким долинам, рассекающим плато (рис. 2). Основная масса талых вод концентрировалась вдоль уступа, размывая маломощные краевые морены. Следы многочисленных подпружных бассейнов в Тунгусской области отмечались Л. Л. Исаевой (1972).

Зырянское оледенение, судя по следам локализованной экзарации, слабому развитию краевых морен, преобладанию радиальных форм (шрамов, рывин, сельг, друмлиноидов) в бассейне р. Сурингдакон, было весьма активным, но кратковременным. Помимо экзарации в узкой полосе его рельефообразующая деятельность проявилась во временном перераспределении стока, приведшем к смещению р. Бахты в бассейн Тынепа.

Особенности ледникового рельефа междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок показывает, что для этого района характерно последовательное сокращение ареала и мощности наземного оледенения при возрастании его рельефообразующего эффекта. Вероятно, можно говорить и о сокращении ледниковых интервалов, по крайней мере со среднего

плейстоцена. В ледниковом морфогенезе Приенисейской Сибири обнаруживается значительное сходство с плейстоценовым рельефообразованием Русской равнины при очевидных различиях, обусловленных устройством ледникового ложа. Мнение о существенном сокращении оледенения к востоку от Урала в связи с континентальностью климата нельзя признать обоснованным, так как расстояние от края максимального ледника в Приенисейской области до предполагаемого центра оледенения на Карском шельфе (Астахов, 1977) не меньше расстояния от края днепровского ледника до Скандинавского центра. Движение среднеплейстоценовых ледников Енисейской впадины против уклона местности прямо указывает на огромную мощность ледникового покрова. Об уменьшении мощности льда в связи с меньшей суммой осадков можно говорить только применительно к оледенению Среднесибирского плоскогорья к востоку от 92° в. д., где по геоморфологическим данным мощность плейстоценовых ледников была примерно вдвое меньше по сравнению с Енисейской впадиной.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974.
 Астахов В. И. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири. Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. № 30, М., 1977.
 Астахов В. И., Файнер Ю. Б. Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири. «Докл. АН СССР», т. 224, № 5, 1975.
 Исаева Л. Л. Краевые ледниковые образования северо-запада Среднесибирского плоскогорья. В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.
 Троцкий С. Л. Современный антигляциализм. М., «Наука», 1975.
 Файнер Ю. Б. Разрез самаровского горизонта в краевой части оледенения западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. «Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 43, 1975.
 Файнер Ю. Б., Борисов В. А., Гайнцев Ф. М. Ледниковые отложения островных гор Средне-Сибирского плоскогорья (на примере горы Большой Тундровой). «Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 46, 1976.

Лаборатории аэрометодов
 Всесоюзного аэрологического
 научно-производственного
 объединения «Аэрогеология»
 СНИИГГ и МС

Поступила в редакцию
 2.1.1978

GLACIAL RELIEF AND SPECIAL FEATURES OF THE PLEISTOCENE GLACIATION AT WESTERN MIDDLE SIBERIA

V. I. ASTAKHOV, Yu. B. FAINER

Summary

Relief is described of marginal zones of the Zyrianka, Taz and Samarovo ice sheets at the Yenisei — Nizhnaya Tunguska — Podkamennaya Tunguska interfluvies. Convergent traces of ice flow were discovered at the territory, the ice moving from the Yenisei basin and Middle Siberian Plateau. Some regular differences are noted in the marginal features of different age; the same regularities have been previously described at the Russian Plain. The authors conclude that the increase in climate continentality results in decrease in the glaciation scale only from the Yenisei eastward.

УДК 551.4.042(479)

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

О ДЕНУДАЦИОННОМ СРЕЗЕ КАВКАЗА

В геоморфологии утвердилась мысль А. Пенка о том, что с высотой денудация усиливается и существует «верхняя денудационная поверхность», выше которой денудация настолько сильна, что тектонические