

В.И. АСТАХОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ЦЕНТРА ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА КАРСКОМ ШЕЛЬФЕ

Идея центров древнего оледенения на севере Западной Сибири была впервые высказана В.А. Обручевым (*Обручев, 1930*). Позже П.С. Воронов установил надвигание плейстоценовых ледников с Ямала на Пай-Хой (*Воронов, 1951*). В последнее время представления о позднеплейстоценовом ледниковом щите на шельфе Баренцева моря развивает М.Г. Гросвальд. Совсем недавно при помощи текстурного анализа выяснено ледниковое происхождение средне-плейстоценовой санчуговской свиты и сделано предположение, что содержащиеся в ней остатки арктической малакофауны принесены с шельфа Карским покровным ледником (*Каплянская, Тарноградский, 1975*). Тем не менее, подавляющее большинство исследователей Западной Сибири до сих пор учитывали влияние только горных центров оледенения. Работами последних лет получены решающие доказательства Карского ледникового щита.

Наиболее существенным фактом является недавно обнаруженные следы надвигания древних ледников из низменности на окраину Средне-Сибирского плоскогорья (*Астахов, Файнер, 1975*). К северу от р. Подкаменной Тунгуски наблюдается большое количество валунно-суглинистых и песчаных гряд серповидной формы, обращенных дистальным склоном к востоку и юго-востоку против уклона плоскогорья. Радиальные озы и шрамы в скальном субстрате ориентированы с северо-запада на юго-восток или субширотно вплоть до 450-метровой горизонтали. На движение ледников вверх по уклону указывает также минеральный состав морен, в котором резко преобладают продукты переотложения мезозойских осадков Западной Сибири (главным образом кварц). Обнаружено множество крупных отторженцев меловых каолиновых песков, занесенных далеко на восток от места коренного залегания. На вершинах трапповых гор с отметками более 600 м залегает транзитная морена, переполненная пылью мезозойских растений (*Файнер, Митачкина, 1974*). Только восточнее 92° в.д. на Средне-Сибирском плоскогорье появляются ледниковые формы, ориентированные в соответствии с уклоном с северо-востока на юго-запад, а в моренах резко увеличиваются количество трапповых валунов, выход тяжелой фракции и содержание полевых шпатов в легкой фракции (*Астахов, Файнер, 1975*).

Массовые замеры ориентировки длинных осей валунов в бассейне Среднего Енисея в моренах с западносибирской терригенно-минералогической ассоциацией повсюду дали устойчивые пики северо-западного в запад—северо-западного направления. Все это однозначно доказывает фронтальное надвигание среднеплейстоценовых ледниковых покровов с северо-запада в долину Енисея и далее на восток до отметок не менее 600 м.

Совершенно аналогичная картина наблюдается на тех же широтах вдоль западной окраины низменности. Здесь давно известен занос валунов из низменности в Уральские горы (*Лидер, 1964; Сирин, 1947*). Многочисленные песчаные и песчано-галечные холмы и широтные озы облекают восточный склон Северного Урала до высоты 600 м (истоки рек Лопсии, Хунтыньи, Мазапаты, Маньи, Большой и Малой Сосьвы). Эти формы образуют в плане огромную дугу, обращенную выпуклостью к западу, и прослеживаются к югу до д. Бурмантово. В этом же районе Б.В. Рыжовым недавно описаны три горизонта маловалунных морен с множеством обломков мезозойских и палеогеновых пород Западной Сибири, залегающих на отметках до 500 м. Замеры ориентировки длинных осей валунов в верховьях р. Северной Сосьвы показала движение ледника с север—северо-

востока (Рыжов, 1974). Южнее, в районе Ивдель-Полуночное, известна крупноглыбовая морена, практически не содержащая обломков пород Горного Урала (Рабинович, 1961).

Разрозненные сведения по центральной части Западной Сибири подтверждают центробежное растекание среднеплейстоценовых льдов. На диаграмме ориентировка валунов в самаровской морене у г. Ханты-Мансийска видны два отчетливых пика: широтный (обычная для краевой зоны ориентировка параллельно краю ледника) и более резко выраженный северо-восточный (Чернов, 1974). Само широтное положение границ оледенений и насыпной гряды Сибирских увалов наиболее естественно объясняется надвиганием ледника с севера на юг и малопонятно с позиций центростремительного движения ледников.

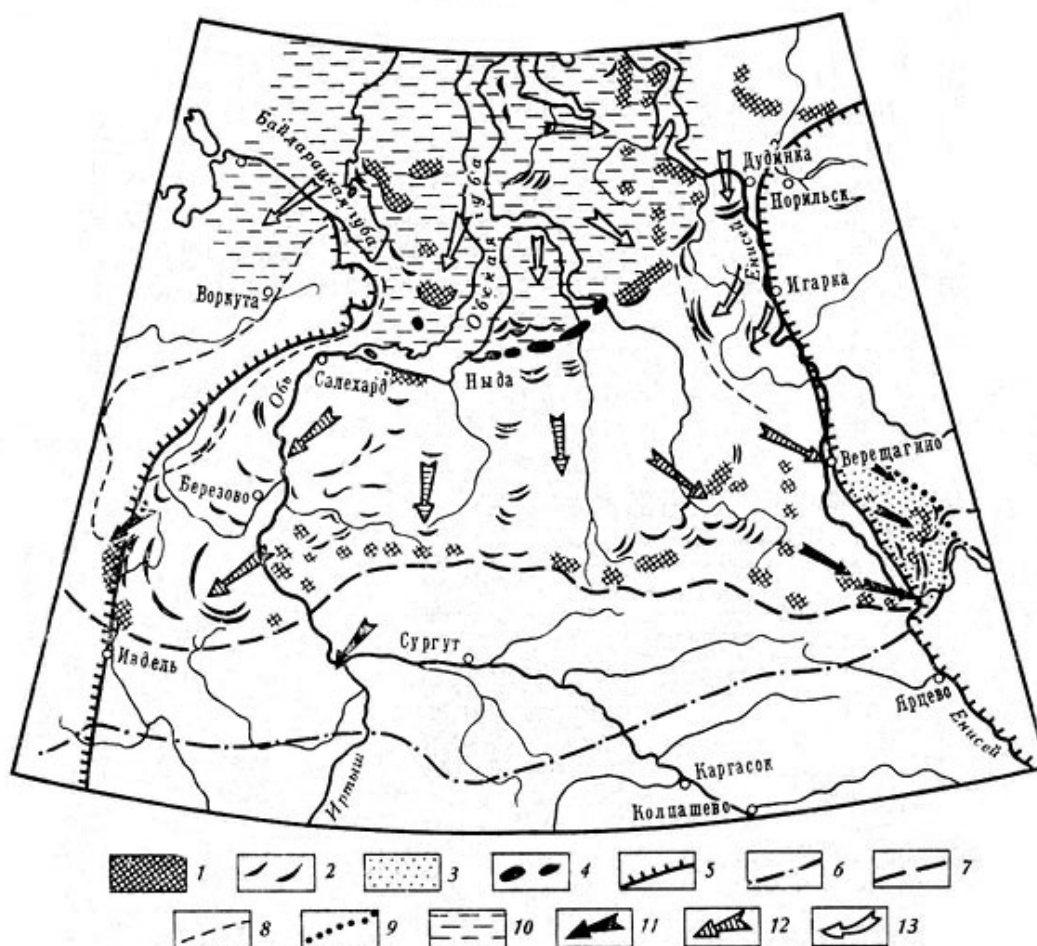


Рис. 1. Схема гляциодинамических явлений плейстоцена на севере Западной Сибири. 1 — холмистый аккумулятивный рельеф; 2 — линейные гряды из мезо-кайнозойских пород (напорные морены); 3 — область распространения эрратического мезозоя на Средне-Сибирском плоскогорье; 4 — локальные гравитационные максимумы (по М. Н. Бойцову и С. Г. Максименко); 5—9 — границы: 5 — мезозойских отложений Западной Сибири, 6 — максимального оледенения, 7 — тазовского оледенения, 8 — позднеплейстоценового предгорного ледникового покрова, 9 — мезозойской и трапповой терригенно-минералогических провинций среднеплейстоценовых морен в Средней Сибири (по Ю. Б. Файнеру); 10 — предполагаемая область позднеплейстоценового ледникового покрова на равнине; 11—13 — направление движения: 11 — среднеплейстоценовых ледников (установлено по ориентировке и составу валунов), 12 — тазовских ледников (предполагается по конфигурации краевых форм), 13 — позднеплейстоценовых ледников Каргаского покрова

Чрезвычайно показательна конфигурация встречающихся только в ледниковой области форм линейно-грядового рельефа (см. рис. 1). В разрезе мезо-кайнозоя они выражены крутыми, быстро затухающими на глубине складками. Некоторыми исследователями делались попытки приписать этим грядам неледниковое (мерзлотное,

гравитационно-тектоническое) происхождение. Единственным слабым пунктом гляциодинамической гипотезы образования параллельных гряд являлась их ориентировка, непонятная с точки зрения традиционной палеогеографии: дистальные склоны дуг нередко обращены в сторону предполагавшихся горных центров оледенения. Очевидно, что такая плановая конфигурация гляциогенных дислокаций как нельзя лучше согласуется с концепцией равнинного центра оледенения на севере Западной Сибири (см. [рис. 1](#)), а сами гряды должны рассматриваться как варианты напорных морен. Ледниковое их происхождение особенно хорошо подчеркивается противоположной (т.е. в соответствии с уклоном местности) ориентировкой параллельных гряд в области развития предгорных ледниковых покровов позднего плейстоцена. Напорным грядам соответствует и расположение холмисто-аккумулятивных массивов типа камовых плато (см. [рис. 1](#)).

Центробежное движение ледников отчетливо проявилось и в вещественном составе среднеплейстоценовой толщи центральной части низменности. В меридиональной полосе Тазовский полуостров - междуречье Надым - Пур практически отсутствуют уральские и трапповые валуны. Если наиболее устойчивые обломки сибирских траппов встречаются иногда почти в центре низменности, то уральских валунов ничтожно мало уже на Южном Ямале и в районе Ханты-Мансийска. Даже на Мужинском Урале в составе валунов резко преобладают меловые глины и палеогеновые опоки Западной Сибири, а отнюдь не кристаллические породы Урала ([Шумилова, 1974](#)). На Тазовском полуострове в основании разреза плейстоцена вообще отсутствуют базальные галечники. Все исследователи севера Западной Сибири отмечают, что редкие обломки кристаллических пород в подавляющем большинстве случаев представлены кремнево-кварцевой галькой (очевидно, многократно переотложенной). Еще более заметен центробежный разнос терригенного материала по составу мелкозема: типичная западносибирская ассоциация с преобладанием кварца и обилием эпидота - цоизита в тяжелой фракции прослеживается от восточного ската Уральских гор до вершин трапповых останцов Средней Сибири ([Астахов, Файнер, 1975](#); [Рыжов, 1974](#)).

Хорошо согласуется с представлением о растекании льда против уклона местности и распределение мощностей четвертичного покрова: они минимальны в центре низменности и увеличиваются к ее окраинам одновременно с нарастанием абсолютных отметок. Параллельно происходит обогащение среднеплейстоценовых валунных суглинков морской фауной: подавляющее большинство ее находок сконцентрировано в низовьях Оби и Енисея, а в междуречье Надым - Пур в салемальской (санчуговской) свите раковин моллюсков практически нет.

По концентрическому расположению краевых форм центр среднеплейстоценового оледенения определяется на Ямальском, Тазовском и Гыданском полуостровах. Однако, судя по литературным данным и по аэрофотоснимкам, поверхность здесь образована совсем молодыми ледниковыми формами. Свежие камы, озы, маргинальные каналы, зандровые поля, почти не разработанные долины особенно характерны для Южного Ямала и Гыдана. В районе оз. Ярро-то холмисто-озерный рельеф сложен песками с обломками местных пород, реже кварцитов и практически без уральских валунов ([Бойцов, Максименко, 1953](#)). В его основании залегают брекчированные ленточные глины (вероятно, среднеплейстоценовые). Свежие радиальные формы (шрамы и озы) прослеживаются отсюда по аэрофотоснимкам на Центральном Пай-Хое, где известны также факты переноса валунов и органических остатков с северо-востока на юго-запад ([Воронов, 1951](#)). На юге Тазовского полуострова граница последнего (позднеплейстоценового) ледникового покрова подчеркивается фестонами грядового рельефа, пологими надвигами в палеогеновых опоках (данные Ю.Ф. Андреева) и локальными гравитационными максимумами, вероятно связанными с мелкими складками нагнетания у края ледника (см. [рис. 1](#)).

Рассчитанная палеогляциологическим методом максимальная толщина Баренцевоморского ледника в позднем плейстоцене — до 3,2-3,5 км ([Гросвальд, Чернова,](#)

1972). Ледниковый щит на севере Западной Сибири в среднем плейстоцене должен был быть еще мощнее. Прямые наблюдения указывают на его огромную мощность даже в краевой зоне. Судя по отметкам транзитных морен на Урале и на правобережье Енисея, толщина периферического покрова на 63° с.ш. была не менее 0,8 км в эпоху максимального оледенения и 0,5 км в тазовское время. Об огромной мощности ледяных масс на севере низменности свидетельствуют рассеянные по плато Путорана на отметках более 1000 м валуны изверженных и метаморфических пород Таймыра (*Урванцев, 1957*).

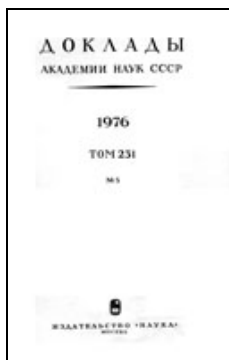
Присутствие трапповых и уральских валунов в Западной Сибири объясняется первоначальным развитием ледниковых покровов в горном обрамлении низменности. Впоследствии центры оледенения смещались на шельф, и двигавшиеся против уклона местности льды смешивали ранее отложенный уральский и среднесибирский материал с продуктами ассимиляции мезо-кайнозоя Западной Сибири. Этим объясняется весьма убогое содержание грубых обломков скальных пород в среднеплейстоценовых осадках и повышенная их концентрация в не подвергшихся переотложению верхнеплейстоценовых моренах Зауралья и низовьев Енисея.

Помимо ориентировки форм рельефа и закономерностей разноса терригенного материала, концепция Карского центра логично объясняет также присутствие арктической малакофауны в валунных суглинках санчуговской свиты и их явно ледниковые текстуры (*Каплянская, Тарноградский, 1975*), занос бокситовой гальки на западный склон Средне-Сибирского плоскогорья (*Файнер, Митачкина, 1974*), нередкое смещение к югу сводов локальных антиклиналей в мезо-кайнозойском чехле (*Рудкевич, 1961*) и др. Для создания более детальных палеогеографических построений в ближайшие годы необходимы подробное изучение вариаций вещественного состава четвертичных осадков по площади и в разрезе и тщательный анализ аккумулятивных форм рельефа на севере низменности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Астахов В.И., Файнер Ю.В.*, ДАН, т. 224, № 5, 1145 (1975).
2. *Воронов П.С.* Труды НИИГА, т. 19, 84 (1951).
3. *Гросвальд М.Г., Чернова Л.П.*, В сб.: Материалы гляциологических исследований Хроника. Обсуждения, в. 19, М., 1972, стр. 112.
4. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* [О ледниковом происхождении санчуговской свиты Нижне-Енисейского района](#) // Доклады АН СССР, 1975, том 224, № 3, с. 661-664.
5. *Лидер В.А.*, Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, в. II, М., 1964.
6. *Обручев В.А.*, Природа, № 5, 459 (1930).
7. *Рабинович С.Д.*, В сб.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 3, М., 1961, стр. 29.
8. *Рудкевич М.Я.*, Труды Сибирского научно-исследовательского института геологии и геофизики и мин. сырья, в. 14, 21 (1961).
9. *Рыжов Б.В.*, Литология и полезные ископаемые, № 1, 145 (1974).
10. *Сирин Н.А.*, Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 10, 20 (1947).
11. *Урванцев Н.Н.*, Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири, 1957, стр. 503.
12. *Файнер Ю.Б., Митачкина Т.Г.*, Советская геология, № 10, 141 (1974).
13. *Чернов Г.А.*, В сб.: Литология и условия образования четвертичных отложений Севера Евразии, Новосибирск, 1974, стр. 126.
14. *Шумилова Е.В.*, Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений Нижней Оби, Новосибирск, 1974.

Ссылка на статью:



Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Доклады Академии наук СССР. 1976. Том 231. № 5. С.1178-1181.