

УДК 551.34 + 551.24

ПОТЕНЦИАЛ ОРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ БАЗЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЕГО ВНЕЛЕДНИКОВОГО РАЗВИТИЯ В КВАРТЕРЕ (взгляд с позиций научного наследия проф. В.С. Ревякина)

В.С. Шейнкман

*Институт криосферы Земли, Тюменский НЦ СО РАН, Тюмень,**E-mail: vlad.sheinkman@mail.ru*

Используя разработки с позиций научного наследия проф. В.С. Ревякина, продолжившего дело основоположника сибирской гляциологической школы проф. М.В. Тронова, обосновавшего положение об ороклиматической базе оледенения, автор провел анализ ее потенциала на пространстве севера Западной Сибири. Полученные данные продемонстрировали, что ороклиматическая база оледенения региона не допускает развития на его территории в квартере ледниковых покровов, а невысокие возвышенности в пределах северной части Западносибирской равнины не являются следствием геологической деятельности древних ледников и представляют собой молодые блоковые, в формате клавишной тектоники, поднятия слагающей равнину аллювиальной толщи.

Ключевые слова: север Западносибирской равнины; следы оледенения; блоковая тектоника клавишного типа; плейстоцен.

DOI: 10.24412/2410-1192-2026-18202

Дата поступления: 28.05.2026. Принята к печати: 7.07.2026

Актуальность проблемы и цели исследования

Провести анализ развития порожденных холодом явлений в Сибири сегодня невозможно без использования разработок сибирской гляциологической школы, основоположником которой был профессор М.В. Тронов [1966, 1972]. Его видным последователем стал профессор В.С. Ревякин, обосновавший, что весьма значимо для оценки природных процессов в Сибири, положение о закономерностях внутриконтинентального развития гляциальной среды, суть которых была изложена в его фундаментальном труде “Природные льды Алтае-Саянской области: внутриконтинентальный вариант гляциосферы Земли”

[Ревякин, 1981]. Он опубликован в 1981 г. – к этому сроку была в основном закончена работа по созданию многотомного издания “Каталог ледников СССР” [1961–1981] (в ней принимал участие и автор настоящей статьи), так что В.С. Ревякин мог оперировать отсутствующим ранее массивом данных о тех ледниках Сибири, ход формирования которых прежде был или мало изучен, или вообще не известен. Это особенно существенно, поскольку знания такого рода весьма актуальны, и их значение трудно переоценить, прежде всего потому, что во второй половине прошлого столетия на территории Сибири нередко применялись (а порой применяются и в настоящее время) модели гляциальных обстановок, разработанные

для территорий, находящимся под океаническим влиянием, где гляциальная ситуация кардинально отличается от ее альтернативы – внутриконтинентального варианта.

Дело в том, что сегодня необходимость обработки все большего количества информации при идентификации порожденных холодом явлений порой приводит к тому, что исследователи стараются оперировать тем ее объемом, который позволяет интерпретировать изучаемые объекты в рамках привычных им схем. А в отношении гляциальных событий прошлого исторически сложилось (об этом будет сказано ниже), что на Сибирь изначально переносились, а нередко переносятся и ныне, палеокриологические схемы, исходно созданные для европейской территории, находящейся под влиянием Атлантики. В Сибири эти схемы в принципе по многим своим параметрам не могут быть рабочими, но, чтобы разобратся в подобных ситуациях, как раз и нужно распознать закономерности развития современной гляциальной среды во внутриконтинентальных районах Сибири и использовать полученные данные для экстраполяции событий прошлого на основе принципа актуализма.

Так или иначе, итогом использования прежних схем при моделировании порожденных холодом явлений и событий прошлого нередко в Сибири становилось исходно некорректное оперирование параметрами криогенных процессов, поскольку они могли быть присущи геосистемам, формируемым в иных ситуациях. Причем акцент тогда мог быть сделан на тех элементах криогенных геосистем, что имеют частное значение и не отражают законо-

мерности хода явлений-доминант основной криогенной геосистемы изучаемого региона – параметры последней остаются в этом случае раскрыты недостаточно, и ее восприятие становится искаженным.

Все это ведет к росту противоречий в формируемых научных концепциях и обособлению научных групп на основе их приверженности только определенным моделям. Особенно это касается моделей, которые рассматривают условное размещение в прошлом на анализируемом в данной статье пространстве севера Западной Сибири тех объектов криосферы, что реконструированы вне их связи с иными образованиями, порожденными холодом – среди последних могут оказаться элементы криогенной геосистемы, являющиеся доминирующими, но они тогда остаются в тени. В частности, ряд исследователей [Земцов, 1976, 2001; Архипов, 2000, Svendsen et al., 2004, 2014] размещают на отмеченном пространстве ледниковые щиты, не анализируя закономерности формирования в данном регионе обоснованных В.С. Ревякиным [1981] параметров внутриконтинентального варианта гляциосферы на базе разработок М.В. Тронова об ороклиматической базе оледенения. М.В. Тронов [1966, 1972] предложил принцип соответствия форм рельефа, вмещающих ледники, тем возможностям оледенения, которые даёт климат и определил ороклиматическую базу оледенения как сочетание основных свойств климата и рельефа, которое определяет закономерность наличия и размеры оледенения, а также типы ледников и тенденцию их развития.

В нашем случае, на пространстве севера Западной Сибири, формируется типичный

внутриконтинентальный вариант гляциосферы, и, как показал анализ его параметров [Шейнкман, Плюснин, 2015; Sheinkman, 2016], ороклиматическая база оледенения не обеспечивает здесь условий для возникновения в прошлом покровных ледников. Исходя из этого, целью настоящей статьи является показ вариантов раскрытия специфики объектов криосферы, опираясь на выявление закономерностей развития порожденных холодом явлений, присущих территории именно севера Западной Сибири, в том числе – в аспекте того, как на базе выявления специфики коэволюционного развития основного набора отмеченных явлений, избегать приверженности только определенным моделям. Особо в этом плане сделан акцент на оценку потенциала ороклиматической базы оледенения регио-

на, на ход в нем многолетнего промерзания горных пород и на тренд тектонического развития, обеспечивающий формирование структур, которые могут быть приняты за следы покровного оледенения.

Исходные позиции, история вопроса

В рассматриваемом контексте под севером Западной Сибири имеется в виду ее часть, расположенная севернее широтного отрезка р. Оби, которая течет примерно вдоль параллели 60° с. ш. – ареал между ним и полярным кругом служил опорной территорией (рис. 1). В ее пределах представлен комплекс палеокриогенных образований, которые реально верифицировать на основе принципа актуализма – сопоставляя их с характерными современными порожденными холодом явлениями Западной и Восточной Сибири, следами их развития.

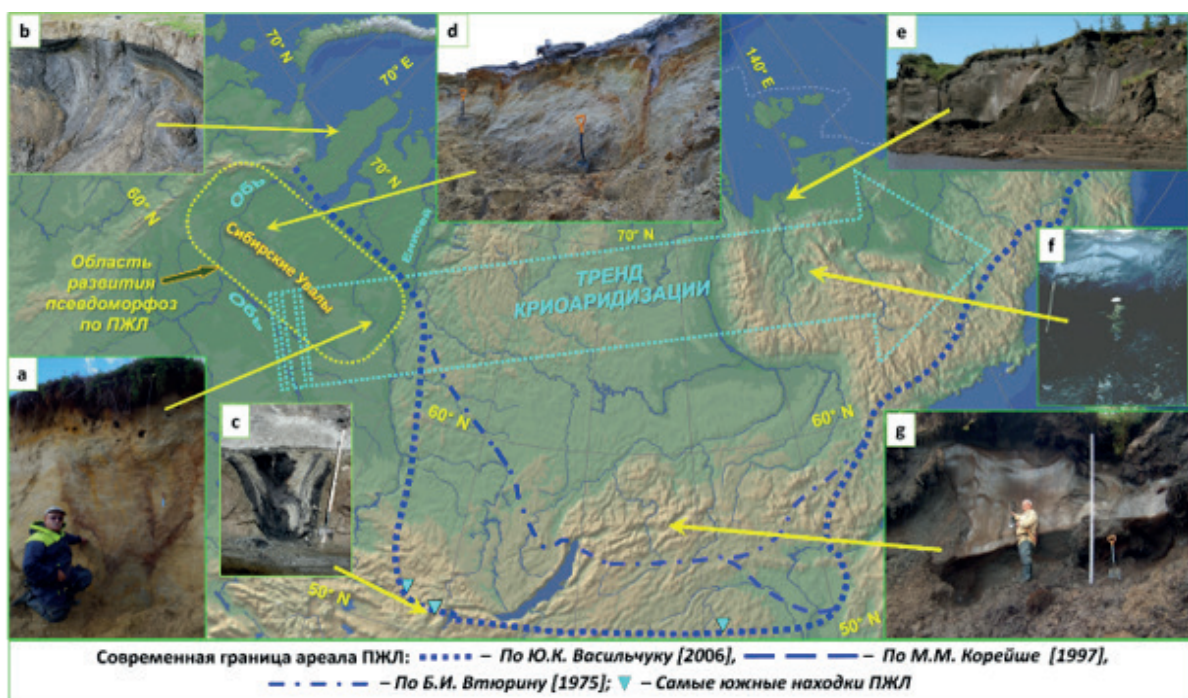


Рис. 1. Опорная территория на фоне субарктического тренда криоаридизации и зональной, с севера на юг, смены полигонально-жильных структур разного типа (с учетом данных [Втюрин, 1975; Корейша, 1997; Васильчук, 2006]). Фото на врезках: из архива В.С. Шейнкмана – а, с, d, f, g, Н.А. Застрожной – b, Е.Ю. Павловой – e

Fig. 1. The basic area against the background of the subarctic cryoaridization trend and zonal, from north to south, change of polygonal-wedge structures of different types (taking into account the data of [Vtyurin, 1975; Koreysa, 1997; Vasilchuk, 2006]). Photos in the insets from the archives of: V.S. Sheinkman – a, c, d, f, g, N.A. Zastrozhnaya – b, E. Yu. Pavlova – e

Проводить подобные сопоставления репрезентативно, поскольку, с одной стороны, на севере Западной Сибири ясно отслеживается тренд меридиональной направленности, отражающий зональную смену, с севера на юг, полигонально-жильных структур (ПЖС), адекватно характеризующих соответствующую среду. Севернее 68° с. ш. в Западной Сибири фиксируются [Васильчук, 2006; Стрелецкая и др., 2015] существующие сегодня полигонально-жильные льды (ПЖЛ) – ключевой индикатор низкотемпературной криолитозоны (рис. 1b). А южнее зоны современного распространения ПЖЛ, на пространстве до широтного отрезка р. Оби хорошо выражены псевдоморфозы по льдам такого типа [Шейнкман и др., 2017, 2020; Sheinkman et al., 2021, 2024] – следы былых, уже вытаявших ПЖЛ (рис. 1a, 1d). С другой стороны, в субарктической зоне Сибири с запада на восток происходит смена типов криогенных геосистем, фиксируя широтный тренд криоаридизации [Шейнкман и др., 2014], отражающий усиление климатической континентальности территории на фоне ее прогрессивного охлаждения (см. рис. 1). С этим трендом связана смена Приобской области развития псевдоморфоз по ПЖЛ более широким поясом существующих ПЖЛ к востоку от Енисея (рис. 1c, 1e, 1f, 1g). В итоге, сопоставляя наиболее значимые индикаторы былой и современной криолитозоны, на базе отмеченных трендов реально продуктивно проводить соответствующие корреляции.

Нужно отметить, что накопление знаний о развитии в прошлом холодного мира в исследуемом регионе шло неровно. В це-

лом, коэволюционное развитие и взаимодействие криогенных явлений разного типа и ранга отражает в нем формирование криогенной геосистемы регионального уровня организации (по [Шейнкман, Мельников, 2019]). Но ее закономерности не всегда раскрывались, поскольку, с одной стороны, исторически сложилось, что изначально на севере Западносибирской равнины схемы хода порожденных холодом явлений формировались как калька европейских схем, которые, будучи созданы гораздо раньше, стали применяться в Сибири [Земцов, 1976; Архипов, 2000], хотя и не всегда подтверждаясь на ее пространстве. С другой стороны, криогенная геосистема региона включает различные порожденные холодом объекты, она многофункциональна, и в ее развитии отслеживается воздействие вариативных модуляций ледовой составляющей, накладываемое на собственно промерзание горных пород. Из-за неполного учета всех факторов такого рода в плане коэволюционного развития различных порожденных холодом явлений, собственно, и возникали противоречия при решении палеокриологических задач.

Оба отмеченных момента проступали, прежде всего, при подстановке на вход геосистем, моделируемых для прошлого, тех параметров среды, что не были привязаны к реалиям региона на основе принципа актуализма. Например – при привычном ранее использовании на входе геосистем Сибири параметров европейских схем, которые отличаются в разы от соответствующих параметров, присущих пространству Сибири [Шейнкман, Мельников, 2014, 2019; Шейнкман, Плюснин, 2015]. Для

сравнения: в Скандинавии – главном регионе древнего оледенения в Европе, обычно используемом как его образец, центры оледенения формировались в горных системах, имеющих значительную высоту (около 2500 м над уровнем моря) и площадь, а идущее на питание ледников количество атмосферных осадков в них в 10–15 раз больше, чем на севере Западносибирской равнины, где горные сооружения имеются только в ее окаймлении, причем они вдвое ниже и намного меньше по площади, чем в Скандинавии [Шейнкман, Плюснин, 2015; Sheinkman, 2016]. Тем не менее, европейские схемы стереотипно брались за основу для наложения на рассматриваемый регион покровного оледенения в прошлом [Земцов, 1976; Архипов, 2000], и на этом фоне иные порожденные холодом явления, в том числе мерзлотные, оставались в стороне, хотя именно последние, а не оледенение, оставляли ясно фиксируемые следы, закономерно присущие региону. Тем более, что оледенение объединяет льды атмосферного генезиса, которые, будучи преобразованы на земной поверхности в ходе их осадочно-метаморфической трансформации, существенно отличны [Васильчук А.К., Васильчук Ю.К., 2010] ото льдов мерзлотного генезиса, как и оставляемые ими следы.

Материалы и методы

Формирование знаний о криогенных объектах севера Западносибирской равнины обусловлено различным, порой парадоксальным сочетанием коэволюционно формируемых объектов мерзлотного, ледово-речного, криопедогенного и иного генезиса – это атрибут рассматриваемого

пространства. Следы палеокриологических явлений в его пределах в одних случаях отражают их типичность, а в других то, что в рамках основной криогенной геосистемы могли оказаться элементы сопряженных систем, типичные только для этих систем и являющиеся экзотами для основной изучаемой геосистемы, что при неверной их оценке формирует основу для имитационных сценариев развития региона, не соответствующих его исходным природным параметрам. В методическом плане все это требует проведения тщательного анализа объектов при размещении их в прошлом на моделируемом пространстве. Особенно при наделении объектов подчиненного значения не характерными для них свойствами явлений-доминант, причем без проведения соответствующих оценок их реальности или нереальности. Тем более с учетом факта, что схемы, разработанные для европейских регионов и порой используемые в Сибири, далеко не всегда работают на ее территории, где развитие ландшафтной среды шло по-иному.

В целом, использовать методику изучения криогенных объектов и следов их формирования с позиций коэволюционного развития явлений холодного мира важно и полезно уже потому, что в регионе на общем фоне промерзания горных пород шло развитие порожденных холодом объектов, существенно отличных друг от друга по своей организации, в том числе в отношении ледовой составляющей. Причем это развитие накладывалось на ход тектонических процессов, способствующих расчленению территории в плейстоцене на блоковые структуры [Трофимов, 1977; Варламов,

1989], порой принимаемые за следствие геологической деятельности древних ледников. Находки реликтов таких объектов становятся источником неоднозначной информации, что требует соответствующей верификации.

Так или иначе, исторически сложившееся на начальном этапе изучения севера Западносибирской равнины перенесение на ее пространство европейских палеокриологических схем нужно принимать как данность. Но опираться при этом на ход коэволюционного развития многофункциональных криогенных геосистем с уже установленными параметрами ороклиматической базы оледенения, формирование и закономерности которых сегодня неплохо изучены, что вполне позволяет использовать их как основу для базирования на принципе актуализма. Такой подход позволил существенно лучше осветить особенности протекания порожденных холодом явлений, поэтому он был использован

автором в качестве основного методического приема, что и будет показано ниже.

Результаты и обсуждение

Чтобы оценить потенциал ороклиматической базы оледенения рассматриваемого региона требуется рассмотреть ее параметры с разных сторон. Территория региона – это обширная равнина, своеобразно расчлененная северная часть Западносибирской низменности. Ее расчлененность имеет свои особенности, которые проявляются в том, что вся данная территория террасирована [Кузин, 2005], причем террасовые блоки подняты на разную высоту, и перепад высот между уровнями террасовых поверхностей довольно значительный – порой превышает 100 м, что хорошо отображено на рис. 2.

В целом подобная расчлененность напоминает холмистый рельеф, внешне похожий на то, что фиксируется на Русской равнине, где хорошо выражены реликты древнего оледенения.



Рис. 2. Рельефная карта севера Западной Сибири
[<https://ru-ru.topographic-map.com/map-pk6jmt/Россия>]
Fig. 2. Relief map of the north of Western Siberia
[<https://ru-ru.topographic-map.com/map-pk6jmt/Россия>]

Это стимулировало сторонников ледниковой гипотезы провести параллели и объяснить результатом деятельности древнего ледника и данные особенности рельефа Западной Сибири. Однако детальное изучение террасовых блоков выявило [Шейнкман, Седов, 2026], что их тело не включает отложений, которые реально идентифицировать как содержащие реликты древних ледников. Потребовались альтернативы прежним объяснениям особенностей строения рельефа на севере Западной Сибири – с позиций не модели условно предполагаемого покровного оледенения, а других, характерных для данного региона геологических процессов. Эти альтернативы сегодня хорошо обоснованы [Кузин, 2005; Шейнкман, Плюснин, 2015; Крапивнер, 2018; Sheinkman, 2016], ставя вопрос о необходимости пересмотра прежних взглядов и о том, что для объяснения отмеченной специфики и расшифровки обозначенных образований нужны особые методики, в основе которых как раз и лежит раскрытие закономерностей ороклиматической базы оледенения и коэволюционного развития превалирующих в пределах региона явлений, порожденными холодом.

На рисунке 2 также отражено то, что рассматриваемая равнина с юга ограничена Сибирскими Увалами – невысокой возвышенностью субширотного простирания (ее отметки в среднем составляют 120–140 м, максимальная – 285 м) на правобережье также субширотно ориентированного среднего течения р. Оби. С востока и запада данная равнина окаймлена горами, но они, как отмечалось выше, не обладают значительной массивностью, а их высота неве-

лика: только отдельные, не отличающиеся большой площадью горные сооружения имеют высоту 1000–1500 м, а выше, причем незначительного, поднимаются лишь единичные вершины. В любом случае, они более чем на 1000 м ниже современной снеговой линии, и ныне здесь в наиболее высокой части гор Полярного Урала, Бырранга и плато Путорана при небольшом количестве выпадающих на их склонах фоновых атмосферных осадков (менее 500 мм/год) существуют только одиночные, малоразмерные азональные ледники, локализованные в местах скопления снега, сдуваемого с соседних склонов [Атлас ..., 1997]. При отмеченном состоянии ороклиматической базы оледенения и с учетом того, что характер общей циркуляции атмосферы в регионе в плейстоцене отражал единую закономерность и в принципе был стабилен [Стрелецкая и др., 2015; Шейнкман, Мельников, 2019], возможное в криохроны понижение снеговой линии, даже если предположить, что в целом оно было весьма значительным (до 1000 м), обозначит тогда в таких горах зональный потенциал лишь горного оледенения. Причем это оледенение сможет охватить только склоны вблизи вершин самых высоких гор, т.е. их ороклиматическая база не позволит зарождаться здесь крупным центрам оледенения [Шейнкман, Плюснин, 2015; Sheinkman, 2016].

С другой стороны, в условиях холодного континентального климата региона для питания льдов мерзлотного генезиса небольшого количества выпадающей здесь влаги (около 400 мм/год на севере континента и около 300 мм/год в районе Карского моря) достаточно, и здесь широко пред-

ставлены такие характерные индикаторы низкотемпературной криолитозоны, как ПЖЛ и их следы. Сегодня севернее полярного круга на данной части низменности существуют современные ярусные ПЖЛ, формировавшиеся в течение всего позднего плейстоцена [Васильчук, 2006; Стрелецкая и др., 2015], а южнее, на пространстве между широтно-ориентированным течением р. Оби и полярным кругом (см. рис. 1) развиты ясно выраженные псевдоморфозы по ПЖЛ [Sheinkman et al., 2021, 2024]. Будучи индикатором низкотемпературной криолитозоны, ПЖЛ, в то же время фиксируют, что хотя формируются они в условиях холодного резко континентального климата, но с теплым, пусть и коротким летом. Несмотря на небольшое количество выпадающих атмосферных осадков, в короткий теплый сезон года талые воды заполняют тогда морозобойные трещины, замерзают в них и обеспечивают развитие ПЖЛ. Таким образом, наличие последних демонстрирует, что в период формирования ПЖЛ занимаемая ими территория не могла покрываться ледниками – в силу того, что ледники и ПЖЛ являются природными генетическими антагонистами, но в то же время данное пространство не могло быть полярной пустыней. Наличие последней предполагают в квартере некоторые авторы [Величко и др., 2007], но развитие ПЖЛ – свидетельство того, что талой воды было достаточно для насыщения сезонно-талого слоя (СТС), обеспечивая формирование растительности арктической тундры. Это подтверждают и данные о существовании по всему северу Сибири тундростепной растительности даже в самую холодную эпоху плейстоцена [Schirrmeister et al., 2002].

Особо отметим, что проведенный автором анализ имеющихся данных по проблеме развития порожденных холодом явлений на рассматриваемой территории также показал, что в последние десятилетия реализован посыл [Величко, 2009; Svendsen et al., 2004, 2014] с утверждением, что (рис. 3а) ледниковый щит на севере Западной Сибири отсутствовал в позднем квартере, но существовал в предыдущие криохроны, хотя ранее сторонники ледниковых покровов размещали их [Архипов, 2000; Земцов, 2001] во все криохроны четвертичного периода, в том числе и в позднем плейстоцене. Последнее с точки зрения использования европейских схем оледенения было логично, однако эти подходы не учитывают ее потенциал ороклиматической базы оледенения в данном регионе, и, кроме того, они противоречат друг другу.

Прежде всего, основные черты ороклиматической базы оледенения на севере Западной Сибири принципиально не могли иметь существенных отличий, по крайней мере, в позднем и среднем квартере: в палеоклиматических летописях фиксировано, что на этих этапах геологической истории глубина и длительность криохронов, как и пика последующих термохронов, были практически одинаковы – на рисунке 3b они отмечены овалами красного цвета. Иными словами, с учетом постоянства характера общей циркуляции атмосферы в регионе, о чем отмечалось выше, будет логично, что, если ледниковый покров отсутствовал на пике криохрона позднего квартера – в морскую изотопную стадию (МИС) 2, он должен был отсутствовать и в среднем квартере на пике криохрона в МИС-6, ход которого практически повторяет ход криохрона в МИС-2.

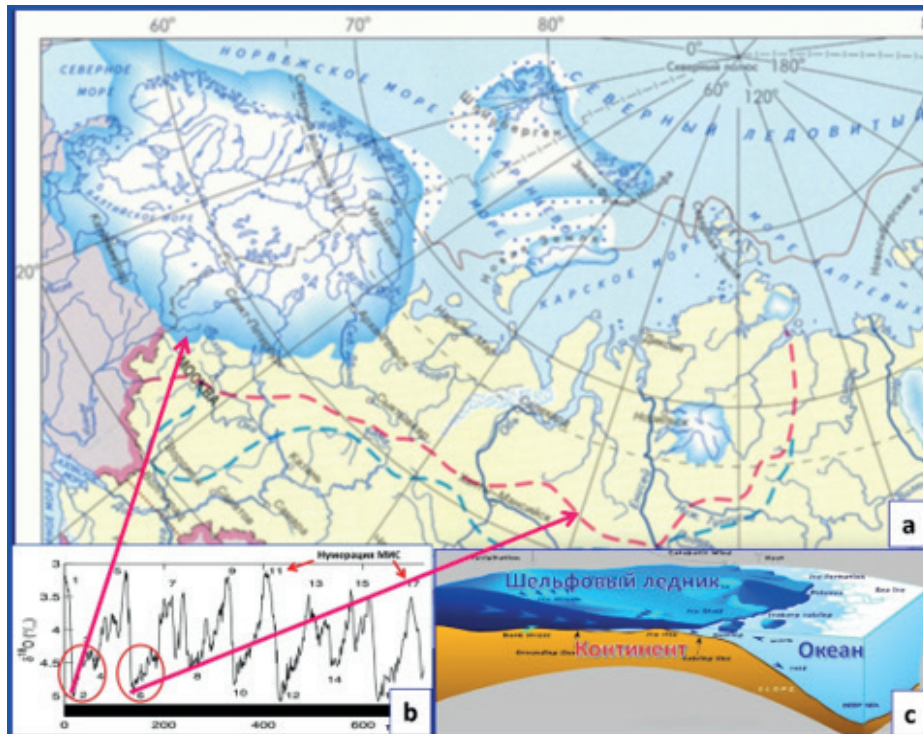


Рис. 3. Отображение ледниковых покровов на разных палеогеографических схемах и их связь с палеоклиматической ритмикой.

a – схема распространения покровного оледенения в квартере по [Величко, 2009],
b – чередование криохронов и термохронов в плейстоцене согласно климатической ритмике морских изотопных стадий (МИС) по [Lisiecki, Raymo, 2005], *c* – схема формирования шельфового ледника

Fig. 3. Representation of glacial sheets on various paleogeographic schemes and their relationship to paleoclimatic rhythmicity.

a – scheme of the ice sheet distribution in the Quaternary according to [Velichko, 2009],
b – alternation of cryochrons and thermochrons in the Pleistocene according to the climatic rhythms of the marine isotope stages (MIS) after [Lisiecki, Raymo, 2005], *c* – scheme of the ice sheet formation in the shelf

Вместе с тем, если ввиду присутствия на севере Западной Сибири сформированных в позднем плейстоцене ПЖЛ и их следов модель покровного оледенения данного региона в позднем квартере большинство исследователей отвергли, ряд из них для более ранних криохронов, прежде всего для среднего квартера, продолжают представлять его и предлагают для такого сценария продвижение гигантского ледника со стороны Карского моря [Svendsen et al., 2004, 2014; Möller et al., 2019]. Эта модель оперирует промерзанием моря до дна и нарастанием поверх морского гидрогенного льда еще огромной толщи ледникового льда, способного надвигаться на ма-

терик моря. Автором данный подход ранее уже кратко обсуждался [Шейнкман и др., 2020], но поскольку модель такого типа продолжает фигурировать в литературе, а вопрос является принципиальным, остановимся на нем, так как в этой модели сразу выделяется несколько моментов, недопустимых с точки зрения ороклиматической базы оледенения.

Чтобы Карское море могло промерзнуть, бассейны Арктики и Атлантики должны прекратить водообмен друг с другом, о чем еще писал известный мерзлотовед С.В. Томирдиаро [1972], отмечая парадокс того, что в континентальной части востока Сибири и среднегодовые температуры воз-

духа намного ниже, и промерзание горных пород намного сильнее, чем на ее западе, но толщина льда в Восточном и Западном секторе Арктики не имеет кардинальных отличий. Плавающий лёд, становясь многолетним, в наиболее холодных районах Арктики сегодня нарастает до 4 м, но в окраинных морях он заметно тоньше и частично оттаивает. Если в районе Восточно-Сибирского моря атмосферных осадков меньше 200 мм/год, среднегодовые температуры воздуха имеют значения -11°C – -12°C , а толщина льда обычно не превышает 3 м, то в Карском море атмосферных осадков около 300 мм/год, толщина льда – 1.5–2 м, среднегодовая температура воздуха – -10°C – -11°C [Зубов, 1956; Атлас ..., 1997; Арктический ..., 2017]. Промерзание Арктического бассейна могло быть логично, считал С.В. Томирдиаро, в таких условиях до глубины, равной мощности прибрежной мерзлоты (400–500 м), и его отсутствие он объяснил [Томирдиаро, 1972] именно водообменом между бассейнами Атлантики и Арктики – сделав расчет обусловленного подобным образом отепления Арктики, в том числе за счет излучения тепла в атмосферу через не очень толстый лед.

Обычно расчёт промерзания водоёмов проводится на основе задачи Стефана – в виде эмпирической зависимости толщины льда h от накапливаемой за время t суммы отрицательных температур воздуха θ , функцией которой может в определённом приближении рассматриваться его среднегодовая температура. В итоге строят аппроксимации в виде соотношения: $h(t) \cong K \sqrt{(\theta(t))}$, где $\theta(t)$ – сумма отрицательных температур воздуха, с осреднением за

период t , и K – поправочный коэффициент, учитывающий свойства льда при его нарастании до величины h за период t .

В современных условиях часто используют отмеченную аппроксимацию в виде эмпирической формулы известного исследователя льдов Арктики Н.Н. Зубова [1956]:

$$h = -25 + \sqrt{(h_0 + 25)^2 + 8 \sum (-T)},$$

где h и h_0 – конечная и начальная толщина льда в см, а $\sum (-T)$ – сумма отрицательных температур воздуха в $^{\circ}\text{C}$ за расчётный период.

Поскольку данная зависимость эмпирическая, она отражает современность, учитывая отмеченный водообмен, но анализ расчетов оказывается весьма интересен. Палеоклиматическая ритмика в квартере (см. рис. 3b) определяется ходом главного 100-тысячелетнего ритма, который делится на несколько стадийальных криохронов и термохронов, длительность которых измеряется первыми десятками тысяч лет. Отталкиваясь от современности, можно взять ее с пиком МИС-1 на шкале палеоклиматической ритмики (см. рис. 3b) как типичный термохрон (предшествующий криохрону или сменяющий его). Параметры арктического бассейна тогда ясно обозначат: чтобы увеличить на один порядок толщину льда h , определяющие охлаждение территории значения под радикалом должны быть на два порядка больше. Это будет огромная нереальная цифра даже с учетом некоторого снижения в криохрон отепляющей роли водообмена Арктики с Атлантикой, и очевидно, что при сохранении этой роли для промерзания Карского моря условий не было. К тому же изучение осадков дна

в этой части океана выявило: между обоими бассейнами обмен вод не прекращался в течение всего квартера [Moran et al., 2006; Rasmussen et al., 2007]. Поэтому, хоть и в меньшей мере, чем в термохроны, Арктика за счет притока теплых вод со стороны Атлантики продолжала отепляться и в криохроны, лишь покрываясь в это время несколько более мощными паковыми льдами [Шейнкман, Плюснин, 2015; Шейнкман и др., 2017, 2020].

Так или иначе, при малых атмосферных осадках (которых в районе Карского моря ныне выпадает лишь около 300 мм/год, а в криохроны значительная часть их перехватывалась формирующимся в Скандинавии ледниковым щитом), и ограничении роста морского льда, и снега на его поверхности тоже могло накапливаться мало, и в осадочно-метаморфический лёд он должен был превращаться медленно. Тогда как для роста здесь ледникового щита его снежное питание в течение коротких криохронов должно быть обеспечено атмосферными осадками не менее чем в Скандинавии – на порядок больше, или длительность этих криохронов увеличена – тоже на порядок и более (до сотен тысяч лет), на что закономерности общей циркуляции атмосферы и климатической ритмики накладывают запрет [Шейнкман, Мельников, 2014].

Добавим также, что не мог быть Карский ледник и шельфовым, как его порой называют. Шельфовый ледник – это часть ледникового щита, спускающегося с континента на шельф и далее выходящего на плава (рис. 3с). Причем предполагаемо лежащий на шельф Карский ледник, в моделях [Svendsen et al., 2004, 2014; Möller

et al., 2019] надвигается вверх по уклону на материк, а не к центру Арктики – в сторону больших глубин, и для подобного ему требовалась бы заполнение всей акватории Карского моря и наращивания толщи льда в километры. Но, как упоминалось выше, при небольшом снегонакоплении и ограниченном промерзании моря нарастить такую толщу льда на морском льду за короткий криохрон нереально, тем более что снижение среднегодовой температуры воздуха (согласно основным моделям для высоких широт региона [Kutzbach et al., 1998]) могло достичь в криохроны по абсолютной величине относительно современности лишь вдвое большего значения, так что климат на всех этапах квартера имел здесь в принципе единые черты, будучи по своему характеру сухим и холодным – колеблясь в формате “более и менее сухо” и “более и менее холодно”.

Таким образом, с позиций формирования внутриконтинентального варианта гляциосферы и закономерностей ороклиматической базы оледенения допустить, пусть и условно, помещение огромного ледника в акватории Карского моря в рамках развития рассматриваемой геосистемы даже в самые глубокие криохроны нереально. Поскольку для этого недостаточно ни степени возможного охлаждения региона в криохроны, ни длительности последних, ни количества поступающей сюда и накапливаемой здесь снежной массы, способной питать крупные ледники.

Перейдем к оценке особенностей своеобразного расчленения Западносибирской равнины на ее севере, где речные долины врезаются в тело выполняющих ее отложе-

ний на разную глубину. Порой она составляет первые десятки метров, и в итоге вся местность становится системой террас, которых насчитывается по разным данным до 8 [Кузин, 2005], и их обособленность выражается в виде невысоких возвышенностей, самая крупная из которых – упомянутые выше Сибирские Увалы. Сторонники покрытия ледниками рассматриваемой территории считали такое осложнение территории результатом деятельности древнего ледника, а Сибирские Увалы и другие возвышенности – его мореной. Однако исследования [Шейнкман и др., 2017, 2020] показали, что север Западносибирской низменности это формировавшаяся в течение длительного времени аллювиальная равнина, периодически подвергавшаяся морским трансгрессиям со стороны Ар-

ктики и расчленявшаяся блоковой тектоникой. Ее преобразование шло длительное время. По данным А.М. Малолетко [2008] к началу неогена она представляла собой результат воздействия крупного водотока, объединяющего гидросеть магистральных прарек Иртыша, Оби и Енисея, которые текли на север и сливались вместе вблизи побережья Арктики, выполняя своими отложениями рассматриваемую территорию (рис. 4а). Начавшаяся затем сложная и многоэтапная тектоническая перестройка Западносибирской плиты привела к отделению гидросети Енисея от гидросети Оби и к формированию широтной зоны поднятий вдоль Транс-Западносибирского линиамент, впервые выделенного В.И. Драгуновым [1960] в районе между параллелями 63° и 64° с.ш. (рис. 4б).

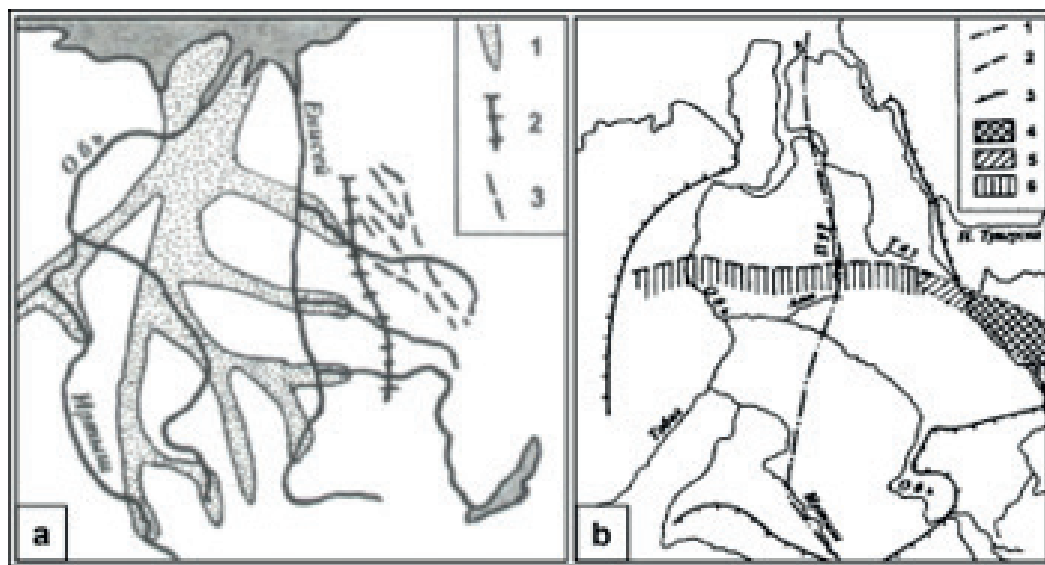


Рис. 4. Ситуация на территории Западной Сибири в олигоцене-неогене (по [Малолетко, 2008]).
 а – схема гидросети; обозначения на врезках: 1 – древние долины, 2 – водораздел западносибирской и восточносибирской гидросистем, 3 – фрагменты речных долин Байкальской гидросистемы;
 б – схема линиаментов; обозначения на врезках: 1 – Омско-Пуровский линиамент, 2 – Транс-Западносибирский линиамент; 3 – граница Западно-Сибирской равнины; 4 – Енисейский кряж;
 5 – Келлог-Теульчесский вал; 6 – Сибирские увалы

Fig. 4. Situation in the area of Western Siberia in the Oligocene-Neogene (according to [Maloletko, 2008]).
 а – hydrographic network scheme; designations on the inset: 1 – ancient valleys, 2 – watershed of the West- and East Siberian hydrographic systems, 3 – fragments of river valleys of the Baikal hydrographic system;
 б – lineament scheme: 1 – Omsk-Pur lineament, 2 – Trans-West Siberian lineament; 3 – boundary of the West Siberian Plain; 4 – Yenisei Ridge; 5 – Kellogg-Teulchess Ridge; 6 – Siberian Uvals

Сформировавшийся вдоль этого линеймента одноименный разлом разделил Западносибирскую плиту на северную и южную части, что привело в дальнейшем к образованию широтно-ориентированной возвышенности Сибирских Увалов, перед которой Обь повернула к Иртышу [Архипов, 1968; Николаев, 1968]. Интерпретация дальнейшей, плейстоценовой, истории развития севера Западной Сибири как раз и вызывает острейшие споры, поскольку сторонники ледниковых покровов считали это пространство ареной деятельности этих покровов. Однако наш анализ показывает иную картину развития природы в регионе в плейстоцене.

В отсутствие ледниковых покровов, для развития которых в регионе не было условий, Обь и Енисей оставили рассматриваемое пространство, которое стало перерабатываться водотоками, стекающими на север уже с Сибирских Увалов как с новообразованного водораздела. Кроме того, частично на этом пространстве имело место воздействие трансгрессивно-регрессивной динамики Арктического бассейна – в зоне, прилегающей к его побережью [Шейнкман, Седов, 2026]. На наш взгляд, разновысотное положение террас – это следствие отклика на тектонический сигнал со стороны зоны спрединга в районе хребта Гаккеля в Арктическом бассейне [Арктический ..., 2017], где давление на основание континентальной западносибирской плиты оказывает движущаяся на юго-запад со стороны зоны спрединга океаническая плита, и разгрузка давления приводит к террасированию местности за счет блоковой тектоники клавишного типа [Шейнкман и др., 2020]. Все это хорошо

видно на схеме, показанной на рис. 5.

Проведенные исследования [Шейнкман и др., 2020, Шейнкман, Седов, 2026, Sheinkman et al., 2026] показали, что примерно 10-м пачка отложений вверху террас с отметками поверхности на гипсометрических уровнях 20–25 м, 55–50 м и 110–115 м однообразно представлена датированным ^{14}C -методом каргинским, отложенным в МИС-3, аллювием, т.е. современное положение этих террасовых блоков определяется тем, что в конце данной стадии они были подняты на разную высоту в ходе проявления клавишной тектоники. Эти террасовые ступени удалось идентифицировать с помощью фиксации в них и датирования ПЖС, включающих псевдоморфозы по ПЖЛ, которые представляют собой высокоинформативные носители данных о палеокриологических событиях.

ПЖЛ, имеющиеся сегодня на севере Западной Сибири к северу от полярного круга, неплохо изучены и определены как образования, отражающие накапливание в режиме синкриогенеза вмещающей их толщи, которая непрерывно наращивалась в ходе трансгрессивно-регрессивной динамики Арктического бассейна в позднем квартере [Васильчук и др., 2000; Стрелецкая и др., 2015]. Но вопросы о том, как, когда и насколько продвигались ПЖЛ в холодные эпохи из этой зоны на юг, где и как они вытаяли, каковыми были по происхождению и с какими явлениями связаны, до последнего времени оставались открытыми. Наши исследования в ареале между полярным кругом и широтным течением р. Оби показали, что и здесь ПЖЛ были проявлены ярко, только к настоящему времени эти льды вытаяли.

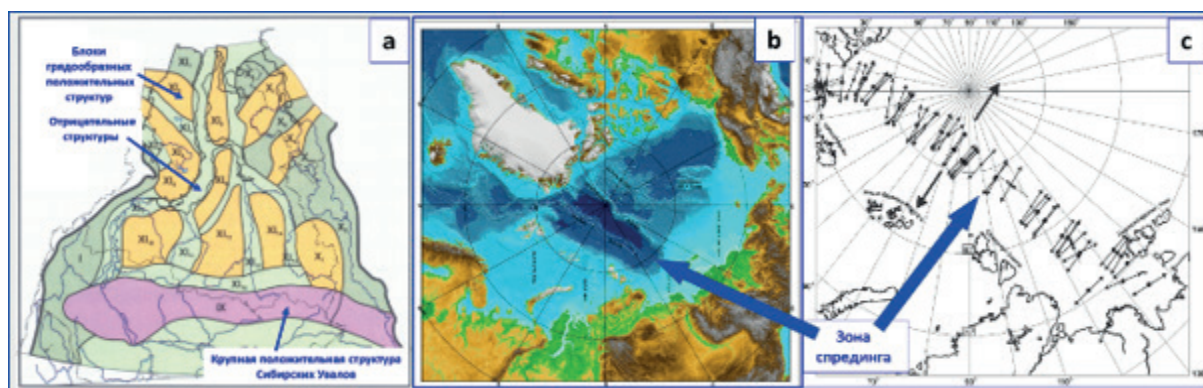


Рис. 5. Связь блоковой тектоники на севере Западной Сибири с движением тектонических плит.
a – схематизированная карта расчленения блоковой тектоники севера Западносибирской низменности по [Трофимов, 1977; Варламов, 1989], b – общая карта Арктического бассейна, c – отображение зоны спрединга в районе хребта Гаккеля по [Арктический ..., 2017]
 Fig. 5. The relationship between block tectonics in North-Western Siberia and the movement of tectonic plates.
a – schematized map of the dismemberment by block tectonics of the northern West Siberian Plain according to [Trofimov, 1977; Varlamov, 1989], b – general map of the Arctic Basin, c – depiction of the spreading zone in the Gakkel Ridge area according to [Arctic ..., 2017]

Причем ситуация, на фоне которой происходило их развитие, была существенно иной, чем в случае имеющихся ПЖЛ к северу от полярного круга. Если последние связаны с ходом синкриогенеза, обусловленным трансгрессивно-регрессивной динамикой Арктического бассейна, то южнее полярного круга следы ПЖЛ фиксируют их развитие вне этой зоны и по эпигенетическому типу.

Было выяснено, что приповерхностные террасовые отложения представлены здесь песчаным аллювием, и сформированы в каргинское, МИС-3, время – их примерно 10-м толща, датированная ^{14}C -методом, накапливалась уже вне зоны трансгрессивно-регрессивной динамики Арктического бассейна. Этот процесс шел в пойменном синкриогенном режиме, отражая развитие среды многолетнемерзлых пород (ММП) с температурой несколько выше значений, необходимых для развития ПЖЛ. Об этом свидетельствует наличие на разной высоте от поверхности по всей толще каргинского аллювия иных ПЖС – изначально-грунто-

вых жил (ИГЖ), генетических предшественников ПЖЛ [Романовский, 1977]. Позже, в сартанское, МИС-2, время ИГЖ сменили ПЖЛ, но не сингенетического, а эпигенетического типа, свидетельствуя, что к концу каргинского, МИС-3, этапа наращивание аллювия прекратилось, местность тектонически стабилизировалась, и ее поверхность стала в последующий сартанский, МИС-2, криохрон рассекаться эпигенетическими ПЖЛ. Но крупных размеров они из-за краткости этого криохрона не достигали. В среднем высота псевдоморфоз по данным ПЖЛ составляет около 3 м при ширине жил по их верху около 2 м, а формироваться псевдоморфозы начали, как показало датирование материала в их заполнении, в терминальную фазу сартанского, МИС-2, криохрона, в ходе начавшегося тогда потепления климата [Шейнкман, Седов, 2026, Sheinkman et al., 2026].

Характерно, что при этом с позиций развития ПЖС была выявлена парадоксальная ситуация. К северу от Сибирских Увалов верхние горизонты морфоструктурных

блоков представлены песчаным, характерным для равнинных рек, аллювием с видимой мощностью в разрезах высоких террас до 25 м, верхние слои которых до 10 м от поверхности датированы как каргинские, МИС-3 (до 50 тыс. л. н. – на пределе возможностей ^{14}C -метода). Поскольку МИС-3 началась несколько раньше, 55–60 тыс. л. н., возможно мощность этого аллювия несколько больше. Будучи накапливаемым непрерывно в течение всего каргинского, МИС-3, этапа в синкриогенном формате, в условиях промерзания пород при температурах несколько выше тех, что необходимы для образования ПЖЛ (что фиксируют встречаемые на разной высоте в данной толще ИГЖ), в конце каргинского, МИС-3, времени он оказался в составе блоков, под воздействием процессов клавишной тектоники ступенчато поднятых на уровни, ставшие в последующем недоступными для морских трансгрессий. Данные уровни в конце каргинского, МИС-3, времени стабилизировались, и ассоциируемые с ними поверхности в сартанский, МИС-2, криохрон были препарированы низкотемпературным криогенезом с формированием ПЖЛ, а в терминальную фазу МИС-2 и в первой половине голоцена ПЖЛ медленно вытаивали, освобождаяемое ими пространство заполнялось материалом оползавшего в них субстрата с междужильного пространства, и в итоге на месте ПЖЛ образовались псевдоморфозы по ним.

Парадоксальность ситуации заключается в том, что повсеместно верхняя по разрезу толща разновысотных террас оказалась однотипной и по возрасту, и по характеру отложений, и по способу их пере-

работки процессами низкотемпературного криогенеза на сартанском, МИС-2, этапе, развития террас. По крайней мере это касается трех обследованных террасовых ступеней – с отметками поверхности 20–25 м, 50–55 м и 110–115 м. Первые две из них отображены на рис. 6, и их строение отражает одну и ту же картину (см. рис. 6): вверху тела террас залегает каргинский, МИС-3, аллювий, накапливавшийся в синкриогенном режиме в условиях криолитозоны с температурой выше значений, необходимых для формирования ПЖЛ (что фиксируется встречаемостью по всей его толще ИГЖ), а самые верхние слои этого аллювия рассечены псевдоморфозами по эпигенетическим сартанским, МИС-2, ПЖЛ. Иными словами, в конце каргинского, МИС-3, времени – около 30 тыс. л. н., на некотором этапе после длительного накопления аллювия в синкриогенном режиме, рассматриваемая территория была ступенчато расчленена воздействием клавишной тектоники, и ко времени сартанского, МИС-2, этапа стабилизирована. Показатель этой стабилизации – развитие сартанских, МИС-2, ПЖЛ именно по эпигенетическому типу, на что им потребовалось 15–20 тыс. лет в условиях стабилизированной поверхности.

Что касается третьей террасовой ступени с отметкой поверхности 110–115 м, ее удалось детально изучить в верховьях р. Вах. Объем данной статьи не позволяет привести ее подробное описание, поэтому здесь только отметим, что данные о строении этой террасы приведены в работах с участием автора [Шейнкман и др., 2020; Седов и др., 2025; Sheinkman et al., 2021].

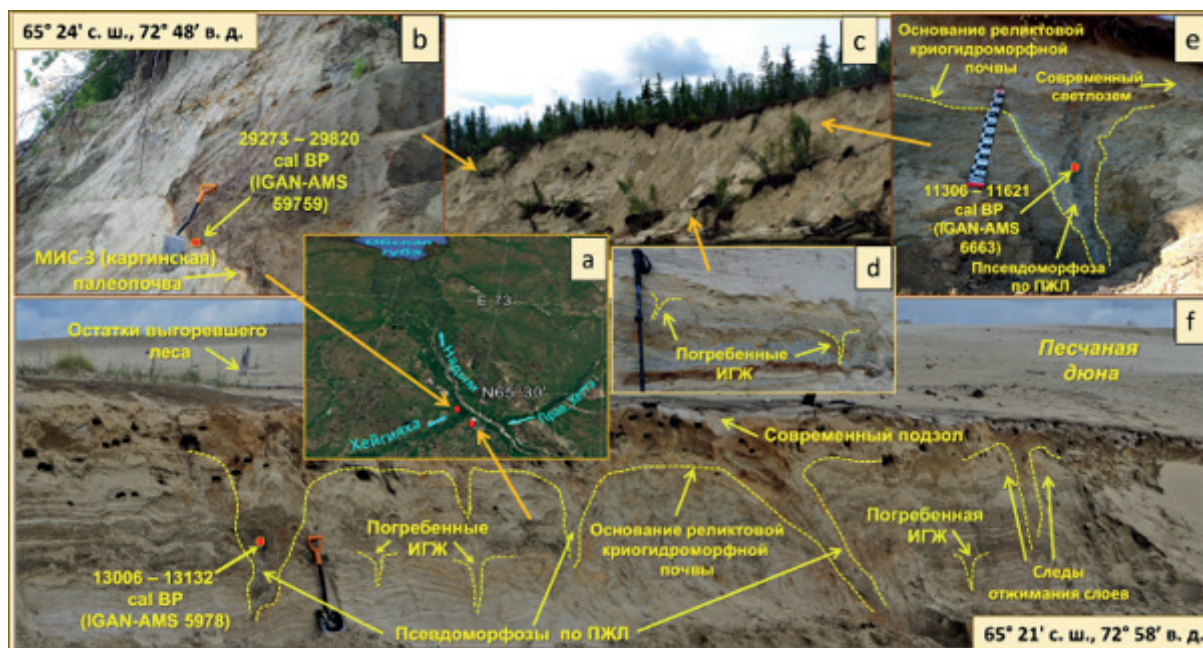


Рис. 6. Строение террас в низовьях р. Надым.

a – фрагмент обзорной карта на базе «Google Earth Pro» в районе расположения террас;
b–e – элементы террасы с гипсометрическим уровнем поверхности около 50 м: *b* – фрагмент террасы с каргинской 14С-датировкой, *c* – общий вид подрезаемой рекой террасы, *d* – фрагмент террасы с погребенными изначальными-грунтовыми жилами, *e* – фрагмент террасы с 14С-датировкой по материалу псевдоморфозы по сартанскому полигонально-жильному льду, *f* – фрагмент террасы с гипсометрическим уровнем поверхности около 25 м. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 6. Structure of the terraces in the lower reaches of the Nadym River.

a – fragment of an overview map based on “Google Earth Pro” in the area of the terraces;
b–e – elements of the terrace with the hypsometric surface level around 50 m: *b* – fragment of the terrace with the Karginian 14C-date, *c* – general view of the terrace cutting by the river, *d* – fragment of the terrace with buried initially ground wedges, *e* – fragment of the terrace with 14C-date on the material of the pseudomorph after the Sartanian polygonal ice wedge; *f* – fragment of the terrace with surface the hypsometric surface level around 25 m. Photo from the archive of V.S. Sheinkman

Главное – в ее теле под датированными отложениями каргинского, МИС-3, аллювия выявлены следы ПЖС и предыдущего стадийного криохрона МИС-4 также в виде хорошо выраженных псевдоморфоз по ПЖЛ, по форме и строению аналогичных описанным выше псевдоморфозам по сартанским, МИС-3, ПЖЛ. Характерно, что следы ПЖЛ, формируемых и в стадийный криохрон МИС-4 отражали их развитие по эпигенетическому типу, фиксируя стабилизацию рассекаемой ими поверхности и в то время.

Вопрос, почему отмеченное расчлене-

ние рассматриваемой территории произошло в конце каргинского, МИС-3, времени, и почему затем произошла стабилизация ее поверхности, а также аналогичная стабилизация поверхности во время стадийного криохрона МИС-4, пока остается открытым. Это связано с ритмичкой тектонических событий, однако, если климатические ритмы в квартере сегодня неплохо изучены, и реакция на них криогенных геосистем раскрывается достаточно надежно, то тектоническая ритмика подобному учету еще не поддается. Поэтому в данном случае можно сделать только предположение, что

современное расчленение севера Западно-сибирской равнины определяется тем, что разгрузка тектонического напряжения, связанная с откликом на процесс в зоне спрединга в районе хребта Гаккеля, имела место именно в каргинское, МИС-3, время.

Заключение

Север Западносибирской низменности – территория сложная и в плане вникания в многокомпонентное развитие порожденных холодом явлений, и в плане истории их изучения. Здесь многофункциональное взаимодействие криогенных геосистем с различным уровнем организации их элементов является атрибутом. Это затрудняет выход на приемлемый уровень достоверности строимых моделей, особенно когда отдельные элементы подсистем могут неправомерно наделяться свойствами элементов-доминант, и они тогда переносятся как доминирующее явление на всю геосистему. Находить нужное решение в такой ситуации не всегда просто, но делать это как раз и позволяет анализ коэволюционного развития и взаимодействия порожденных холодом процессов и их верифицирование с точки зрения принципа актуализма, опираясь на разработки сибирской гляциологической школы с позиций формирования внутриконтинентального варианта гляциосферы [Ревякин, 1981] и закономерностей ороклиматической базы оледенения [Тронов, 1966, 1972]. Тем более это важно, поскольку оперирование не верифицированными на основе принципа актуализма данными порождает существенное искажение оценок эволюции ландшафтной среды.

Стоит подчеркнуть, что формирование знаний о криогенных объектах севера Западной Сибири обусловлено именно парадоксальным сочетанием коэволюционно формируемых объектов, и это атрибут рассматриваемого пространства. Все факторы такого рода требуют тщательного анализа объектов прошлого при обосновании размещения их на моделируемом пространстве. Особенно при наделении объектов подчиненного значения не характерными для них свойствами явлений-доминант и проведении соответствующих оценок их реальности или нереальности – тем более с учетом факта, что схемы, разработанные для европейских регионов, далеко не всегда работают в Сибири, где развитие природы шло по-иному.

Так или иначе, исторически сложившееся перенесение на пространство севера Западной Сибири, на начальном этапе ее изучения, европейских палеокриологических схем нужно принимать как данность, с этим нужно считаться. Но опираться на ход изучения коэволюционного развития криогенных геосистем Сибири с уже установленными для них параметрами, базируясь на принцип актуализма и разработки сибирской гляциологической школы с позиций формирования внутриконтинентального варианта гляциосферы [Ревякин, 1981] и закономерностей ороклиматической базы оледенения [Тронов, 1966, 1972]. Автор использовал такой подход, анализируя ситуацию в регионе с таких позиций и надеется, что полученные выводы помогут исследователям в решении задач подобного типа.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interest. The author declares no conflict of interests.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием Института криосферы Земли ТумНЦ СО РАН (FWRZ-2026-0027).

Список литературы

- Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИ Океангеология, 2017. 291 с.
- Архипов С.А. О некоторых особенностях развития морфоструктуры Западно-Сибирской низменности // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 114–133.
- Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 792–799.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 2, кн. 2. М.: Ин-т географии, 1997. 269 с.
- Варламов И.П. Новейшая тектоника платформенных областей Сибири: Автореф. дисс. д. г.-м. н. Иркутск, 1989. 28 с.
- Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Московского ун-та, 2006. 392 с.
- Васильчук Ю.К., Плихт Й.В., Васильчук А.К., Юнгнер Х., Соннинен Э. Первые радиоуглеродные датировки сингенетических позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. С. 114–117.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Палинологическая индикация неглетчерного происхождения пластовых льдов // Инженерная геология. 2010. № 1. С. 24–38.
- Величко А.А. Палеоклиматы и палеоландшафты внутропического пространства Северного полушария. Атлас-монография. М.: Геос, 2009. 119 с.
- Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., Макдональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2007. № 4. С. 16–28.
- Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука. 1975. 213 с.
- Драгунов В.И. О транссибирской поперечной дислокации // Материалы Всесоюзного геологического института. 1960. Вып. 44. С. 61–68.
- Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск: Изд-во Томского университета. 1976. 344 с.
- Земцов А.А. Проблемы Сибирских Увалов // Вопросы географии Сибири. Вып. 24. Томск. 2001. С. 7–18.
- Зубов Н.Н. О льдах Арктики и Антарктики. М.: Московский госуниверситет, 1956. 119 с.
- Каталог ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат. 1961–1981.
- Корейша М.М. Цикл карт: Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Том I. М.: Ин-т географии РАН, 1997. 392 с.

Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.

Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: Изд-во Государственной полярной академии, 2005. 176 с.

Малолетко А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Томский государственный университет, 2008. 288 с.

Николаев В.А. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 83–107.

Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской области. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.

Седов С.Н., Русаков А.В., Шейнкман В.С., Дергачева М.И., Бажина Н.И. Палеопочвенная летопись перехода термохрон МИС5 – криохрон МИС4 в разрезе Белая гора (р. Вах, Западная Сибирь) // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. 2025. Т. 80, № 4. С. 7–27. doi: 10.55959/MSU0137-0944-17-2025-80-4-7-27

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев, И.В. Реконструкция палеоклимата российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX, № 2. С. 98–106.

Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. Магадан: Магаданское книжное издательство, 1972. 172 с.

Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 407 с.

Тронов М.В. Факторы оледенения и развития ледников. Томск: Изд-во Томского университета, 1972. 235 с.

Трофимов В.Т. Закономерности пространственной изменчивости инженер-но-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во Московского ун-та, 1977. 278 с.

Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII, № 2. С. 3–23.

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // Доклады Академии Наук. 2017. Т. 477, № 4. С. 480–484.

Шейнкман В.С., Мельников В.П. Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII, № 5. С. 3–16. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-5(3-16)

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 1. С. 82–86. doi: 10.31857/S2686739720090169

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири: спор-

ные вопросы и пути их решения // Лед и снег. 2015. № 1(128). С. 103–120. doi: 10.15356/IS.2015.01.09

Шейнкман В.С., Седов С.Н. Полигонально-жильное льдообразование и педогенез в позднем квартере на севере Западной Сибири // География и природные ресурсы. 2026. № 2. С. 86–97. doi: 10.15372/GIPR20260209

Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S.P., Behling P., Selin R., Laarif F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years // Quaternary Science Reviews. 1998. Vol. 17(6-7). P. 473–506.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // Paleoclimatology. 2005. Vol. 20. PA. 1003.

Möller P., Benediktsson Í.Ö., Anjara J., Bennike O., Bernhardson M., Funder S., Håkansson L.M., Lemdahl G., Licciardi J.M., Murray A.S., Seidenkrantz M.S. Glacial history and paleoenvironmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // Earth Science Review. 2019. Vol. 196. P. 409–428. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.04.004

Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemenset S.C. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 441. P. 601–605. doi: 10.1038/nature04800

Rasmussen T.L., Thomsen E., Slubowska M.A., Jessen S., Solheim A., Koc N. Paleoceanographic evolution of the SW Swabian margin (76°N) since 20000 14C yr BP // Quaternary Research. 2007. Vol. 67. P. 100–114.

Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quaternary International. 2016. Vol. 420. P. 15–23. doi: 10.1016/j.quaint.2015.11.147

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L., Bezrukova E., Dobrynin D., Timireva S., Rusakov A., Maksimov F. Show author details A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // Quaternary Research. 2021. Vol. 99. P. 204–222. doi: 10.1017/qua.2020.74

Sheinkman V., Kurgaeva A., Sedov S., Bezrukova E. Multiphase cryogenesis and incipient paleosol development during MIS 2 in North-Western Siberia: Detailed chronostratigraphy, paleoenvironmental significance, and comparison with the global and European records // Quaternary International. 2024. Vol. 686–687. P. 142–159. doi: 10.1016/j.quaint.2023.04.011

Sheinkman V., Sedov S., Gravis A., Dergacheva M., Bazhina N., Androkhov V. Permafrost Evolution in Subarctic West Siberia Since Marine Isotope Stage 3 Evidenced by Relics of Cryogenic–Cryopedogenic Interaction // Permafrost and Periglacial Processes. 2026. Vol. 37, iss. 1. P. 60–77. doi: 10.1002/ppp.70019

Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. Vol. 89. P. 97–118.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.-W., Ingolfsson O., Jacobsson M., Kjaer K., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matushkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23, iss. 11–13. P. 1229–1271.

Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J., Astakhov V., Paus A., Nazarov D., Murray A., Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // *Quaternary Science Review*. 2014. Vol. 92. P. 409–428. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.10.008

References

Arkticheskij bassejn (geologiya i morfologiya) [Arctic Basin (Geology and Morphology)]. SPb.: VNI Okeangeologiya. 2017. 291 p. (in Russian).

Arhipov S.A. O nekotoryh osobennostyah razvitiya morfostruktury Zapadno- Sibirskoj nizmennosti [On some features of the development of the morphostructure of the West Siberian Lowland] // *Kajnozoi Zapadnoi Sibiri* [The Cenozoic of West Siberia]. Novosibirsk, 1968. P. 114–133. (in Russian).

Arhipov S.A. Glavnye geologicheskie sobytiya pozdnego plejstocena (Zapadnaya Sibir') [Major geological events of the Late Pleistocene (Western Siberia)] // *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics]. 2000. Vol. 41, no. 6. P. 792–799. (in Russian).

Atlas of the World's Snow and Ice Resources [Atlas snezhno-ledovykh resursov mira]. Vol. 2, book 2. Moscow: In-t geografii, 1997. 269 p. (in Russian).

Varlamov I.P. Novejshaya tektonika platformnykh oblastej Sibiri [The Latest Tectonics of the Platform Regions of Siberia]: Summary of DSc (Dr. of Geol. and Mineral. Sc.) thesis. Irkutsk, 1989. 28 p. (in Russian).

Vasil'chuk Yu.K. Povtorno-zhil'nye l'dy: geterociklichnost', geterohronnost', geterogenost' [Repeatedly-Vein Ices: Heterocyclicity, Heterochrony, Heterogeneity]. Moscow: Moscow University Press. 2006. 392 p. (in Russian).

Vasil'chuk A.K., Vasil'chuk Yu.K. Palinologicheskaya indikaciya negletchernogo proishozhdeniya plastovykh l'dov [Palynological indication of nonglacial origin of bedded ice] // *Inzhenernaya geologiya* [Engineering Geology]. 2010. No. 1. P. 24–38. (in Russian).

Velichko A.A. Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Atlas-monografiya [Paleoclimates and paleolandscapes of the non-tropical space of the Northern Hemisphere. Atlas-monograph]. Moscow: Geos. 2009. 119 p. (in Russian).

Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetsky K.V., MacDonald G., Smith L. Zapadno-Sibirskaya ravnina v oblike pozdnelednikovoj pustyni [West Siberian Plain in the Appearance of a Late Glacial Desert] // *Izvestiya Rossijskoj akademii nauk. Seriya geograficheskaya* [Reports of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series]. 2007. No. 4. P. 16–28. (in Russian).

Vtyurin B.I. Podzemnye l'dy SSSR [Underground ice of the USSR]. Moscow: Nauka. 1975. 213 p. (in Russian).

Dragunov V.I. On the Trans-Siberian Transverse Dislocation [On the Trans-Siberian Transverse Dislocation] // Materials of the All-Union Geological Institute [Materials of the All-Union Geological Institute]. 1960. Is. 44. P. 61–68.

Zemcov A.A. Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoj ravniny (severnaya i central'naya chast') [Geomorphology of the West Siberian Plain (northern and central part)]. Tomsk: Tomsk University Press. 1976. 344 p. (in Russian).

Zemcov A.A. Problemy Sibirskih Uvalov [Problems of the Siberian Uvals] // Voprosy geografii Sibiri [Voprosy geografii Sibiri]. 2001. Is. 24. P. 7–18. (in Russian).

Zubov N.N. O l'dah Arktiki i Antarktiki [On the Ice of the Arctic and Antarctic]. Moscow: Moscow State University. 1956. 119 p. (in Russian).

Katalog lednikov SSSR [Catalog of Glaciers of the USSR]. L.: Gidrometeoizdat. 1961–1981. (in Russian).

Korejsha M.M. Cikl kart: Atlas snezhno-ledovykh resursov mira. Tom I [Map Cycle: Atlas of Snow and Ice Resources of the World. Vol. I]. Moscow: Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 1997. 392 p. (in Russian).

Krapivner R.B. Krizis lednikovoj teorii: argumenty i fakty [Crisis of Glacier Theory: Arguments and Facts]. Moscow: GEOS. 2018. 320 p. (in Russian).

Kuzin I.L. Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoj ravniny [Geomorphology of the West Siberian Plain]. St. Petersburg: Publishing House of the State Polar Academy. 2005. 176 p. (in Russian).

Maloletko A.M. Ehvoljuciya rechnykh sistem Zapadnoj Sibiri v mezozoe i kajnozoe [Evolution of River Systems of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic]. Tomsk: Tomsk State University. 2008. 288 p. (in Russian).

Nikolaev V.A. Tektonika mezo-kajnozojskih otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti [Tectonics of Meso-Cenozoic Deposits of the West Siberian Lowland] // Kajnozoj Zapadnoj Sibiri. Novosibirsk. [Cenozoic of Western Siberia]. Novosibirsk, 1968. P. 83–107. (in Russian).

Revyakin V.S. Prirodnye l'dy Altae-Sayanskoj oblasti [Natural Ice of the Altai-Sayan Region]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981. 288 p. (in Russian).

Romanovskij N.N. Formirovanie polygonal'no-zhil'nykh struktur [Formation of Polygonal Vein Structures]. Novosibirsk. Nauka. 1977. 215 p. (in Russian).

Sedov S.N., Rusakov A.V., Sheinkman V.S., Dergacheva M.I., Bazhina N.I. Paleopochvennaya letopis' perehoda termohron MIS5 – kriohron MIS4 v razreze Belaya gora (r. Vah, Zapadnaya Sibir') [Paleosol record of the MIS5 thermochron – MIS4 cryochron transition in the section of Belaya Gora (Vakh River, Western Siberia)] // Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 17. Pochvovedenie [Bulletin of Moscow University. Series 17. Soil Science]. 2025. Vol. 80, no. 4. P. 7–27. (in Russian). doi: 10.55959/MSU0137-0944-17-2025-80-4-7-27

Streleckaya I.D., Vasil'ev A.A., Oblogov G.E., Tokarev, I.V. Rekonstrukciya paleoklimata

rossijskoj Arktiki v pozdnem neoplejstocene–golocene na osnove dannyh po izotopnomu sostavu poligonal’no-zhil’nyh l’dov [Reconstruction of the paleoclimate of the Russian Arctic in the Late Neopleistocene–Holocene based on isotopic composition data of polygonal-vein ice] // Kriosfera Zemli [Earth’s Cryosphere]. 2015. Vol. XIX, no. 2. P. 98–106. (in Russian).

Tomirdiario S.V. Vechnaya merzlota i osvoenie gornyh stran i nizmennostej [Permafrost and the Development of Mountainous and Lowland Areas]. Magadan: Magadan Book Publishing House, 1972. 172 p. (in Russian).

Tronov M.V. Ledniki i klimat [Glaciers and Climate]. Leningrad: Hydrometeorological Publishing House. 1966. 407 p. (in Russian).

Tronov M.V. Faktory oledeneniya i razvitiya lednikov [Factors of Glaciation and Glacier Development]. Tomsk: Publishing House of Tomsk University. 1972. 235 p. (in Russian).

Trofimov V.T. Zakonomernosti prostranstvennoj izmenchivosti inzhener-no-geologicheskikh uslovij Zapadno-Sibirskoj plity [Patterns of spatial variability of engineering-geological conditions of the West Siberian Plate]. Moscow: Moscow University Press, 1977. 278 p. (in Russian).

Sheinkman V.S., Mel’nikov V.P. Ledniki Sibiri kak komponent kriolitogenno-glyacial’nyh geosistem [Glaciers of Siberia as a component of cryolithogenic-glacial geosystems] // Kriosfera Zemli [Earth’s Cryosphere]. 2014. Vol. XVIII, no. 2. P. 3–23. (in Russian).

Sheinkman V.S., Mel’nikov V.P., Sedov S.N., Parnachev V.P. Novye svidetel’sstva vnelednikovogo razvitiya severa Zapadno-Sibirskoj nizmennosti [New evidence of non-glacial development of the north of the West Siberian Plain] // Doklady Akademii Nauk. 2017. Vol. 477, no. 4. P. 480–484. (in Russian).

Sheinkman V.S., Mel’nikov V.P. Ehvoljuciya predstavlenij o holode i vozmozhnye puti ih razvitiya v naukah o Zemle [Evolution of concepts about cold and possible paths of their development in Earth sciences] // Kriosfera Zemli [Earth’s Cryosphere]. 2019. Vol. XXIII, no. 5. P. 3–16. (in Russian). doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-5(3-16)

Sheinkman V.S., Mel’nikov V.P., Parnachev V.P. Analiz kriogennyh i tektonicheskikh processov na severe Zapadnoj Sibiri v plejstocene s pozicij kriogeterotopii [Analysis of cryogenic and tectonic processes in the north of Western Siberia during the Pleistocene from the standpoint of cryoheterotopy] // Doklady RAN. Nauki o Zemle. [Doklady RAS. Earth Sciences]. 2020. Vol. 494, no. 1. P. 82–86. (in Russian).doi: 10.31857/S2686739720090169

Sheinkman V.S., Plyusnin V.M. Oledenenie severa Zapadnoj Sibiri: spornye voprosy i puti ih resheniya [Glaciation of the north of Western Siberia: controversial issues and ways to solve them] // Led i sneg [Ice and Snow]. 2015. No. 1(128). P. 103–120. (in Russian). doi: 10.15356/IS.2015.01.09

Sheinkman V.S., Sedov S.N. Poligonal’no-zhil’noe l’dodobrazovanie i pedogenez v pozdnem kvartere na severe Zapadnoj Sibiri [Polygonal-vein ice formation and pedogenesis in the Late Quaternary in the north of Western Siberia] // Geografiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources]. 2026. No. 2. P. 86–97. (in Russian). doi: 10.15372/GIPR20260209

Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S.P., Behling P., Selin R., Laarif F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years // *Quaternary Science Reviews*. 1998. Vol. 17 (6-7). P. 473–506.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. 2005. Vol. 20. PA. 1003.

Möller P., Benediktsson Í.Ö., Anjara J., Bennike O., Bernhardson M., Funder S., Håkansson L.M., Lemdahl G., Licciardi J.M., Murray A.S., Seidenkrantz M.S. Glacial history and paleoenvironmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // *Earth Science Review*. 2019. Vol. 196. P. 409–428. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.04.004

Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemenset S.C. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 601–605. doi: 10.1038/nature04800

Rasmussen T.L., Thomsen E., Slubowska M.A., Jessen S., Solheim A., Koc N. Paleoceanographic evolution of the SW Swalbard margin (76°N) since 20000 14C yr BP // *Quaternary Research*. 2007. Vol. 67. P. 100–114.

Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 15–23. doi: 10.1016/j.quaint.2015.11.147

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L., Bezrukova E., Dobrynin D., Timireva S., Rusakov A., Maksimov F. Show author details A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // *Quaternary Research*. 2021. Vol. 99. P. 204–222. doi: 10.1017/qua.2020.74

Sheinkman V., Kurgaeva A., Sedov S., Bezrukova E. Multiphase cryogenesis and incipient paleosol development during MIS 2 in North-Western Siberia: Detailed chronostratigraphy, paleoenvironmental significance, and comparison with the global and European records // *Quaternary International*. 2024. Vol. 686–687. P. 142–159. doi: 10.1016/j.quaint.2023.04.011

Sheinkman V., Sedov S., Gravis A., Dergacheva M., Bazhina N., Androkhanov V. Permafrost Evolution in Subarctic West Siberia Since Marine Isotope Stage 3 Evidenced by Relics of Cryogenic–Cryopedogenic Interaction // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2026. Vol. 37, iss. 1. P. 60–77. doi: 10.1002/ppp.70019

Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International*. 2002. Vol. 89. P. 97–118.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H-W., Ingolfsson O., Jacobsson M., Kjaer K., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matisovskov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23, iss. 11–13. P. 1229–1271.

Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J., Astakhov V., Paus A., Nazarov D., Murray A., Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // Quaternary Science Review. 2014. Vol. 92. P. 409–428. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.10.008

POTENTIAL OF THE OROCLIMATIC GLACIAL BASE IN NORTH-WESTERN SIBERIA AS SHOWING ITS NON-GLACIATED DEVELOPMENT IN THE QUATERNARY

(A view from the position of scientific heritage of Professor V.S. Revyakin)

V.S. Sheinkman

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen,

E-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

Using developments based on the scientific legacy of Prof. V.S. Revyakin, who continued the work of the founder of the Siberian glaciological school, Prof. M.V. Tronov, substantiating the concept of the oroclimatic basis of glaciation, the present author analyzed its potential in the northern area of Western Siberia. The obtained data demonstrated that the oroclimatic basis of the region's glaciation does not allow to develop ice sheets in this area during the Quaternary, and the low uplands in the northern part of the West Siberian Plain are not the result of geological activity of ancient glaciers, but represent young block uplifts in a keyboard tectonics format of the alluvial deposits that constitutes the plain.

Keywords: north of the West Siberian Plain; relics of glaciation; keyboard-type block tectonics; Pleistocene.

Received: May 28, 2026. Accepted: July 7, 2026

Сведения об авторе

Шейнкман Владимир Семенович – кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник ИКЗ ТюмНЦ СО РАН. Россия, 625026, г. Тюмень, ул. Малыгина, д. 86. ORCID: 000-0002-1498-2397. E-mail: vlad.sheinkman@mail.ru.

Information about author

Sheinkman Vladimir Semenovich – PhD in Geographical Sciences, leading researcher at Erath Cryosphere Institute SB RAS. 86, Malygin str., 625026 Tyumen, Russia. ORCID: 000-0002-1498-2397. E-mail: vlad.sheinkman@mail.ru.