

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЛЯЦИОТЕКТОНИКА УРАЛО-СИБИРСКОГО СЕВЕРА

В.И. Астахов

¹Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Статья содержит обзор накопленных данных о гляциотектонике и новейшем эпейрогенезе на севере Западно-Сибирской плиты и прилегающих частей Урала и Сибирской платформы. Он дополнен ранее не публиковавшимися детальными структурными профилями дисгармоничных дислокаций в районе пос. Мал. Атлым на Нижней Оби. Собранные данные проливают свет на причины неотектонических явлений на севере Западной Сибири и их влиянии на распределение запасов углеводородов. Резкий рельеф севера Урала и Среднесибирского плоскогорья, несогласный с региональной геологической структурой, связан с компенсационными поднятиями по краям мощных ледниковых покровов на севере Западной Сибири. Важным фактором географического разобщения жидких и газообразных углеводородов явились колебания ледниковой нагрузки. Об этом свидетельствует субширотная зональность месторождений нефти и газа, несогласная с простираем древних тектонических форм, но согласная с распределением мощностей четвертичного льда. Структура альпинотипных дислокаций, проникающих до 400 м в глубину осадочного чехла на Нижней Оби, противоречит механическим особенностям талых палеогеновых пород. Однако их происхождение более понятно с учетом вечномерзлого состояния палеогеновых пород, подвергавшихся не только вертикальному давлению, но и тангенциальному стрессу. Такая обстановка реальна в основании растущего ледникового покрова большой мощности. Покровные ледники, спаянные с вечной мерзлотой, произвели большую работу по гляциотектонической эрозии рыхлых третичных пород. Этот процесс проявился в бассейне Оби, где крупные монолитные блоки песков и глин перенесены ледниками на сотни километров. Хорошо известный стратиграфический hiatus между четвертичными и верхнемеловыми толщами Сибирской Арктики вполне адекватно объясняется гляциотектонической эрозией ледникового ложа взамен популярной, но нелогичной гипотезы тектонической инверсии осадочного бассейна.

Гляциотектоника, распределение углеводородов, Западная Сибирь, Северный Урал, плато Путорана.

QUATERNARY GLACIOTECTONICS OF THE URAL-SIBERIAN NORTH

V.I. Astakhov

This is a review of previous works on glaciotectonics and recent epeirogenesis of the northern West Siberian sedimentary basin and adjacent parts of the Urals and the Siberian Craton. It is supported by the addition of detailed structural profiles of the disharmonic disturbances around Maly Atlym settlement on the Lower Ob' never published before. The collected data highlight sources and results of neotectonic phenomena in the north of West Siberia and their impact on distribution of hydrocarbon deposits. The rugged topography of the northern Urals and Mid-Siberian Plateau, discordant with the regional tectonic structure, is generated by compensation uplifts along the margins of thick ice sheets in the West Siberian North. Ice load vacillations were an important factor of geographical separation of hydrocarbons liquid and gaseous phases. This is evident from the west-east zonation of petroleum deposits, discordant with the south-north strike of ancient structures but concordant with thickness zonation of ice sheets.

The structure of the alpine-type disturbances penetrating up to 400 m into the sedimentary basin on the Lower Ob' reveals that the variations of their tectonic style do not fit the mechanical properties of thawed Palaeogene rocks. However, they are more understandable assuming their origin from deviatoric stress in pressurized perennially frozen Palaeogene rocks. Such conditions are feasible at the base of a growing thick ice sheet. Ice sheets did significant work of glaciotectonic erosion of soft Tertiary rocks of perennially frozen substrate soldered with glacial ice. This type of erosion is evident in the Ob' catchment area where whole blocks of intact sand and clay were transported by glaciers over hundreds of kilometres. Glaciotectonic erosion of glacier substrate is sufficient for explaining the well-known stratigraphic hiatus between Quaternary and Upper Cretaceous formations of the Siberian Arctic instead of the popular but illogical tectonic inversion of the sedimentary basin.

Glaciotectonics, distribution of petroleum deposits, West Siberia, northern Urals, Putorana Plateau

ВВЕДЕНИЕ

Четвертичные оледенения оказали глубокое воздействие на историю северных осадочных бассейнов. Оценить масштаб и характер ледниковых процессов на региональную тектоническую эволюцию можно сравнением структуры крупного осадочного бассейна и прилегающих кряжей. Главная нефтегазоносная провинция России — Западно-Сибирская плита (рис. 1), расположенная между Уральскими горами и Среднесибирским плоскогорьем, представляет такой выдающийся пример. Для оценки природы новейшей тектоники и ее значения ниже предлагается краткий обзор неотектонических макроструктур в сопровождении детального разреза крупнейшей мезоструктуры. Структуры разного масштаба описываются раздельно. Их принципиально гляциотектоническое происхождение рассматривается как признак глубокого воздействия четвертичного оледенения на новейшую историю Русского Севера и как материал для возможного сравнения с другими северными осадочными бассейнами.

Согласно популярному определению, «гляциотектонизмом называются процессы гляциотектонических деформаций» [Абер, Бер, 2007, р. 6], а также «гляциотектоника есть структурная деформация ледникового происхождения в коренных породах или в осадочных массах как результат подвижек или нагрузки ледникового льда» [там же, р. 7]. Мне ближе более широкое определение, относящее к гляциотектонике любые изменения геологической структуры, проще всего объясняемые вертикальным или тангенциальным приложением ледниковой нагрузки. Такие изменения, как будет показано, не ограничиваются гляциоизостатическими смещениями или поверхностными деформациями осадочных слоев.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Западно-Сибирская плита, простирающаяся от 55 до 73° с.ш., есть самый крупный осадочный бассейн мира площадью более 2.2 млн км² (рис. 1, 2). Ее фундамент представляет собой консолидированную систему палеозойских складчатых образований с блоками докембрия. Последний тектонический пароксизм создал меридиональную систему триасовых рифтов, выполненных терригенными породами и базальтами. Перекрывающие мезозойско-кайнозойские осадочные комплексы мощностью 3—4 км (до 9 км в Арктике) образуют Западно-Сибирскую нефтегазоносную провинцию, содержащую более половины запасов углеводородов России [Конторович и др., 1975; Ulmishek, 2003]. В рельефе это болотистая Западно-Сибирская равнина, погружающаяся на север от 300 до 100 м абс. высоты и далее сливающаяся с шельфом Карского моря. Северная часть плиты покрыта морскими и гляциогенными отложениями четвертичной системы мощностью до 400 м. Плоский рельеф и малая доступность болотистой тайги и вечноморзлой тундры явились причиной множества противоречивых толкований четвертичной истории [Зубаков, 1972].

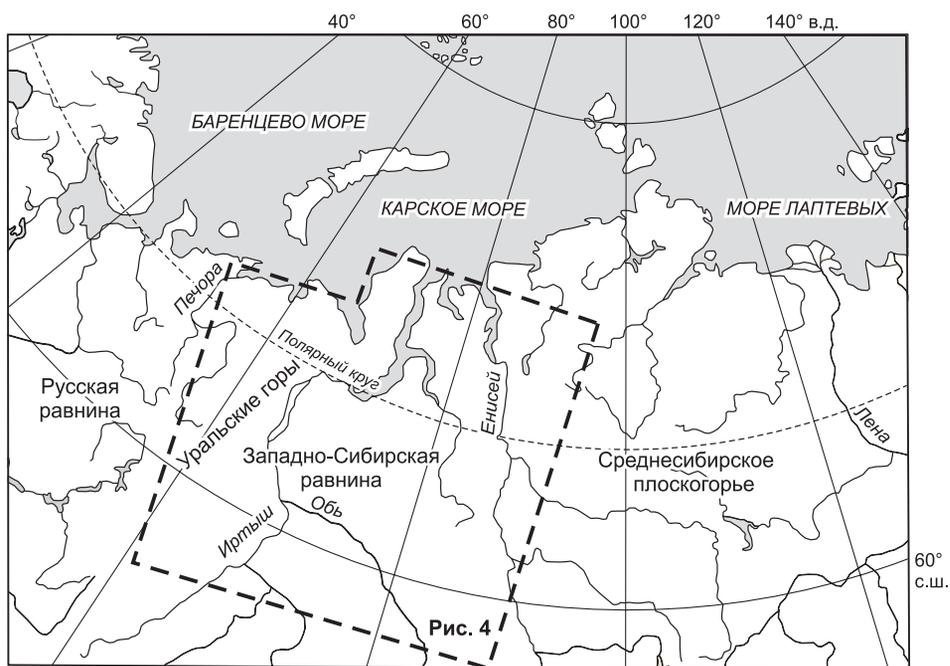


Рис. 1. Обзорная схема.

Рассматриваемая территория показана штриховым контуром.

Запасы углеводородов содержатся в проницаемых мезозойских пластах пологих продольных валов, простирающихся параллельно палеозойской раме Урала и Средней Сибири. Локальные ловушки нефти и газа обычно представлены очень пологими брахиантиклиналями, облекающими выступы фундамента крутизной не более $2\text{--}3^\circ$ и запечатанными верхнемеловыми глинистыми слоями. Значительная часть амплитуды антиклиналей связана с усадкой мощных морских глин [Конторович и др., 1975]. Локальные конседиментационные антиклинали нормально не проявляют признаков постолгоценового роста. Обычно они выполаживаются вверх от среднеюрских слоев к горизонтально залегающим палеогеновым глинам, за исключением арктической части, где местами отмечен позднекайнозойский рост амплитуд до $20\text{--}50$ м [Кузин, 1983]. По геохимическим данным, разведанные залежи нефти и газа сформированы главным образом в неоген-четвертичное время [Рыльков и др., 1976], что объясняет пристальный интерес к новейшей тектонике.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МАКРОСТРУКТУРА

Распределение крупных структур. Неотектонический план Западно-Сибирской равнины характеризуется субширотной зональностью, поперечной к главному субмеридиональному плану крупных структур осадочного бассейна. Этот рисунок особенно четко выражен в региональном тренде и плане крупнейших структур. Лишь на юге бассейна все кайнозойские образования равномерно распределены в виде тонких плащей. На севере неровный плейстоценовый покров имеет мощности около 100 , местами $300\text{--}400$ м, в то время как неогеновые и верхнепалеогеновые толщи отсутствуют [Конторович и др., 1975]. Песчаные, глинистые и диатомитовые толщи на субчетвертичном срезе удревняются в сторону Карского моря параллельно с понижением дневной поверхности, т. е. субчетвертичный стратиграфический hiatus расширяется к северу (см. рис. 2).

Вдоль границ плиты появляются субмеридиональные депрессии, оконтуренные сбросовыми уступами. Наиболее резко выражена Енисейская депрессия, отчетливо видимая на космических снимках как расширяющийся к северу молодой грабен (рис. 3; Енисейская депрессия на рис. 4). Здесь четвертичная толща достигает 342 м мощности, по данным бурения, на юге этой рифтообразной впадины [Зубаков, 1972; Архипов и др., 1976].

Другая характерная черта — молодые глиняные диапиры в морских глинах, опоках и диатомитах палеогена. Во внеледниковой области их амплитуды составляют первые метры, максимум первые десятки метров, что объяснимо разгрузкой горного давления у подножий эрозионных обрывов высотой $50\text{--}60$ м. Однако в древнеледниковой области диапиры достигают сотен метров высоты [Генералов, 1987]. Такие крупные диапиры без глубоких корней объяснимы лишь очень высокими градиентами литостатического и гидравлического давления, вероятно, вызванного разрозненными блоками мертвого ледникового льда (см. следующий раздел).

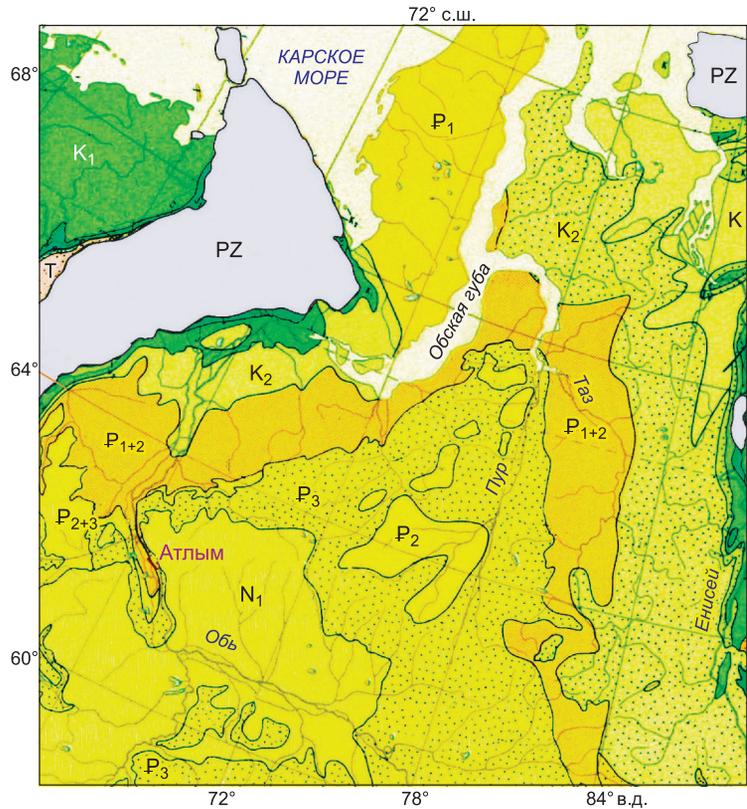
Характерно, что меридиональные изменения строения осадочного бассейна происходят параллельно изменениям неотектонической структуры прилегающих краев. Самый очевидный пример представляет восточная пограничная область Среднесибирского плоскогорья. Его высота устойчиво возрастает от $250\text{--}350$ м вдоль границы максимального оледенения до $1300\text{--}1700$ м на арктическом плато Путорана (см. рис. 3). Плато глубоко расчленено ортогональной сетью фьордообразных трогов, отражающих систему трещин растяжения и сбросов в связи с юным куполообразным поднятием (см. рис. 4). Плато Путорана, очевидно, является аструктурной антиформой, так как находится в самой глубокой части палеозойско-триасовой Тунгусской синеклизы [Старосельцев, 1985]. Свежие тектонические уступы, секущие молодые ледниковые формы, вероятно, являются источником голоценовой сейсмичности [Максимов, 1970].

Аналогичная смена неотектонической ситуации по меридиану наблюдается и вдоль западной границы плиты на Урале. Независимо от устойчиво меридионального простиранья палеозойских структурно-формационных зон Уральские горы заметно растут к северу от границы максимального оледенения (см. рис. 4). Южнее ее Урал представлен в основном пологими холмами с множеством останцовых гор и очень широкими дочетвертичными долинами. Средний Урал у Екатеринбурга с редкими вершинами выше 450 м абс. высоты незаметно сливается с пенеценированными предгорьями. Его наиболее заметная черта — отсутствие орографического контраста между Центральным Уралом и приуральскими равнинами примерно той же высоты [Рождественский, 1971]. Средний Урал вряд ли можно заметить сверху, пересекая его на рейсовом самолете.

Южный Урал существенно выше ($1000\text{--}1500$ м абс. высоты), но он также представлен пологими хребтами с вогнутыми склонами, сложенными особо устойчивыми породами типа кварцитов. Выположенные хребты разделены гораздо более широкими продольными долинами, которые чересчур велики для современных рек. Сильно денудированные склоны с фрагментами кор выветривания и палеогено-

Рис. 2. Северные осадочные бассейны на схематической геологической карте.

PZ — консолидированные палеозойские породы пограничных краев Урала и Средней Сибири. Мезозойские и кайнозойские осадочные толщи: J — юрские пески, перекрытые глинами, K₁ — нижнемеловые сланцы с прослоями песчаников, K₂ — верхнемеловые песчаники и сланцы, P₁ — палеоценовые глины, P₁₊₂ — палеоценовые и нижнеэоценовые глины, P₂ — эоценовые опоки, диатомиты и глины, P₂₊₃ — верхнеэоценово-нижнеолигоценные глины с прослоями сидеритов и песчаников, P₃ — олигоценные пески и алевриты, N₁ — миоценовые алевриты. Красная полоска на Оби — продольный профиль атлымских дислокаций.



выми отложениями свидетельствуют о происхождении южных гор в процессе дочетвертичных эрозионных циклов [Башенина, 1948].

Общий сношенный облик Южного и Среднего Урала резко меняется на альпинотипный рельеф самого высокого Приполярного Урала, достигающего 1400—1800 м абс. высоты.

Принципиальное различие рельефа южной и северной частей Уральской горной цепи проявляется при сравнении объема отрицательных и положительных форм: в то время как на юге каркас рельефа образован пологими долинами дочетвертичной эрозии в северных ландшафтах доминируют положительные формы, такие как поднятые блоки с альпийским рельефом.

В целом южная часть Урала представляет собой остаточные горы, а северная часть — омоложенное низкогорье [Астахов, 1986].

Устройство границ равнины тоже весьма показательно. Во внеледниковой области они и на востоке, и на западе слабо выражены в рельефе. Лишь в древнеледниковой области они проявлены в виде тектонических уступов, высота которых нарастает к северу от десятков до сотен метров параллельно постепенному снижению поверхности равнины (см. рис. 4). В результате имеем краевые шарнирные сбросы с амплитудой до 1000 м, отделяющие северные края от соседних низменностей, в то время как во внеледниковой области Урал и Среднесибирское плоскогорье незаметно сливаются с равниной.

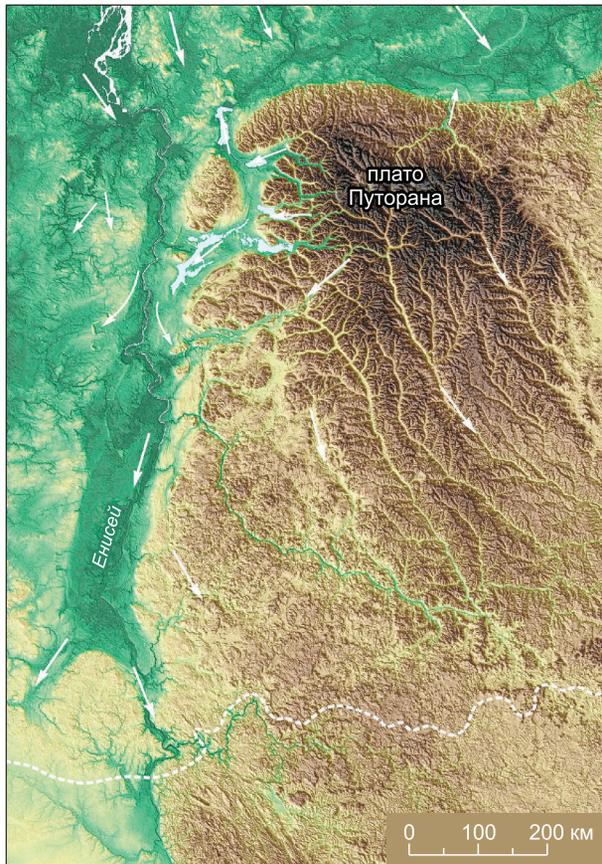


Рис. 3. Цифровая модель рельефа востока Западной Сибири и окраины Среднесибирского плоскогорья.

Штриховой линией показана граница максимального четвертичного оледенения, стрелками — течения древних ледников. Смена зеленоватых тонов тайги на юге к буроватым тонам горной тундры Арктики отражает постепенное возрастание абсолютных отметок от 300 до 1300—1700 м в противоречии с углублением палеозойско-триасового бассейна.

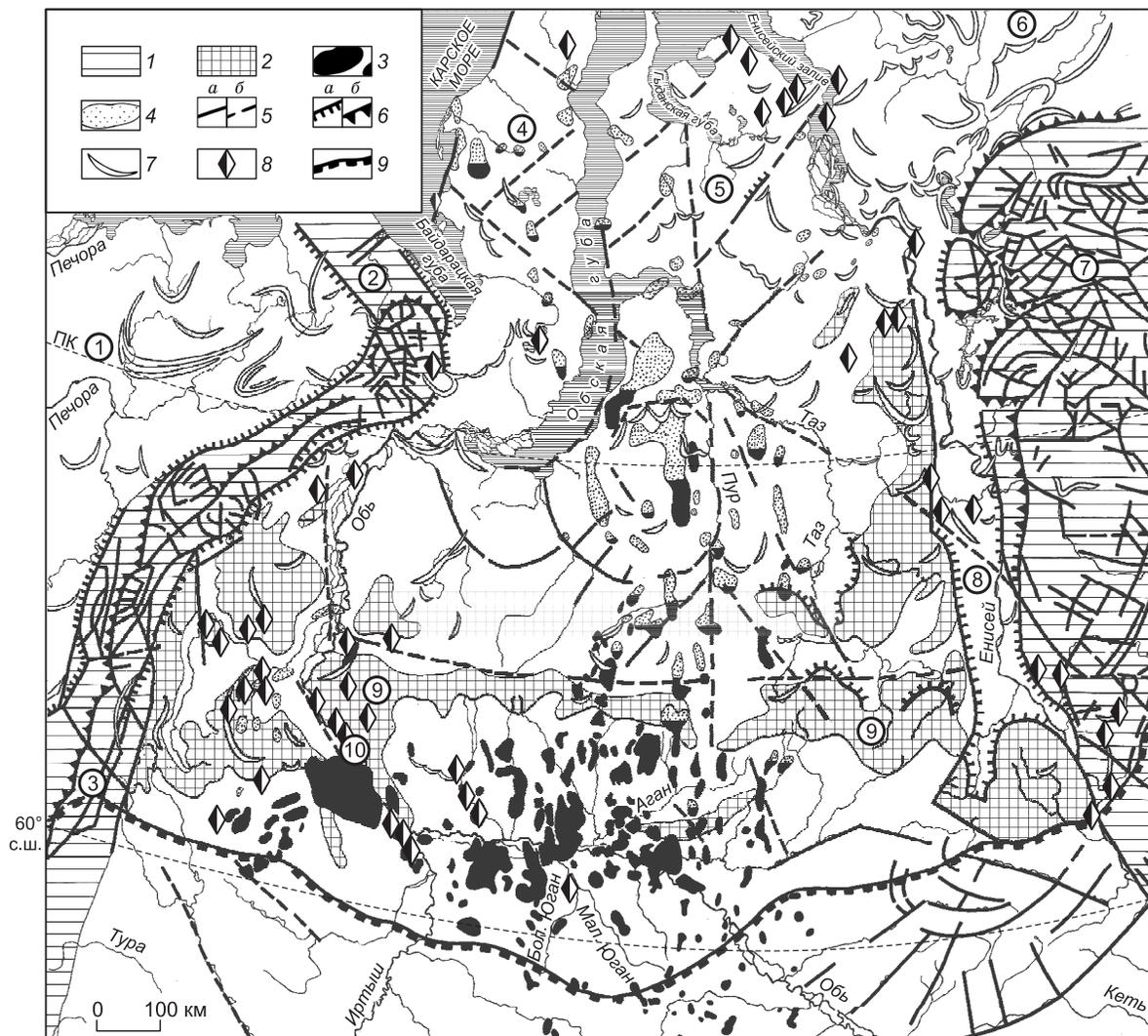


Рис. 4. Гляциотектоническая карта Западной Сибири и прилегающих краев, по [Астахов, 1986] с изменениями.

Геолого-геоморфологические элементы: 1 — выступы палеозойских пород обрамления; 2 — всхолмленные возвышенности Западно-Сибирской равнины; 3 — месторождения нефти и 4 — газа; 5 — крупные линеаменты, наблюдаемые на космических снимках: *a* — орографические, *б* — прерывисто трассируемые в ландшафте, *б* — тектонические уступы: *a* — высотой в десятки, *б* — сотни метров; 7 — складчато-надвиговые сучивания пород осадочного чехла, выраженные на поверхности в виде гряд; 8 — крупные оторженцы рыхлых пород; 9 — южная граница распространения валунных суглинков. Географические объекты, обозначенные цифрами в кружках: 1 — Печорская низменность, 2 — Пай-Хой, 3 — Урал, 4 — Ямал, 5 — Гыдан, 6 — Таймыр, 7 — плато Путорана, 8 — Енисейская депрессия, 9 — Сибирские Увалы, 10 — профили атлымских дислокаций на рис. 8, 9.

На Западно-Сибирской равнине крупнохолмистые возвышенности с отметками 200—300 м, сложенные мощными четвертичными песками и диамиктами, встречаются только севернее 60—61° с.ш. В плане это огромная подковообразная возвышенность Сибирских Увалов, примерно параллельная границе максимального оледенения, установленной еще в начале XX столетия (см. рис. 4). Такие возвышенности местами оконтурены линейными уступами высотой в десятки метров, совпадающими с глубинными геофизическими линеаментами. Геологи-съемщики обычно интерпретировали такие линии, как разломы фундамента, активизированные плейстоценовой гляциоизостазией [Самойлюк, Лавров, 1986; Зайцев, Мешалкин, 1987].

Обсуждение. Происхождение поперечной геоморфологической зональности и неогенового hiatus на севере обычно объяснялись тектонической инверсией позднего кайнозоя, которая предположительно охватила северную часть бассейна. Многие геологи считали, что северная, наиболее погруженная часть осадочного бассейна, в неогене внезапно поднялась, а в четвертичное время снова погрузилась [Рудкевич, 1974]. Гипотеза региональных эпейрогенических колебаний вряд ли совместима с известной

историей устойчивого опускания, унаследованного с юры, а также с многочисленными эрозионными останцами олигоцен-миоценовых песков и глин к северу от 64° с.ш. (см. рис. 2). Кроме того, на юге равнины отсутствует мощный чехол терригенных осадков, коррелятный гипотетическому неогеновому поднятию севера.

Взаимоотношения четвертичных толщ с крупнейшими формами рельефа предлагают другое объяснение неотектонической макроструктуры Западно-Сибирской равнины. За десятки лет геологического картирования и исследования эратического материала и мощных диамиктовых толщ установлено, что Западно-Сибирский Север в плейстоцене по меньшей мере 5 раз покрывался ледниковыми щитами [Архипов и др., 1976; Астахов, 1977; Arkhipov et al., 1986; Сухорукова и др., 1987; Astakhov, 2004, 2011, 2013]. Палеогляциологические расчеты на основе закартированной конфигурации древних ледниковых покровов дают их максимальные мощности 3.8 км для Западно-Сибирской Арктики [Воронов, 1968] и до 4,5 км для центра растекания льда на шельфе Карского моря [Lambeck et al., 2006]. Для северной части бассейна это означает изостатическое опускание примерно на 1 км с неизбежным компенсационным поднятием пограничных краев. Эта величина близка к амплитуде всего палеогенового погружения. За региональным погружением обычно следует поднятие соразмерной величины. Кроме того, движение льда и его статическое давление должны были вызвать крупномасштабные смещения по латерали неконсолидированных подстилающих пород.

Ледниковое происхождение макроформ рельефа севера Западно-Сибирской равнины отчетливо проявлено также в меридиональном изменении мощности четвертичного покрова, наблюдаемое в буровых профилях поперек долин бассейна Оби [Astakhov, 1991]. Эти данные получены работами Гидропроекта, в советское время изучавшего пути переброски вод Оби в южные пустыни (рис. 5). На юге четвертичные отложения нормальной мощности 30—40 м выстилают выровненные днища древних и современных речных долин. Однако севернее границы максимального оледенения мощность четвертичной толщи в погребенных долинах резко увеличивается до 100—300 м. Выровненный погребенный тальвег магистральной долины Тобола—Иртыша внезапно погружается ниже уровня моря в древнеледниковой области. Ниже по течению Оби профиль дочетвертичного субстрата явно осложнен крупными выступами. Все это означает, что погребенные долины Западно-Сибирского Севера вырыты не реками, а ледниками. Форма погребенной долины Оби (см. рис. 5) вполне аналогична бугристым подледниковым тоннелям севера Европы и Америки, которые обычно объясняются разгрузкой талой подледниковой воды под сверхгидростатическим давлением [Kehew et al., 2012].

Имеющиеся проявления новейшей тектоники указывают, что лишь ее редкие формы наследуют древние структурные направления, а общая ее зональность поперечна к древнему субмеридиональному плану. Эта географическая, или скорее палеогеографическая зональность рельефа и новейшей тектоники отражает зональное распределение мощностей плейстоценовых ледников. Процесс медленного изостатического приспособления блоков фундамента к возрастающей в течение мезозоя и кайнозоя седиментационной нагрузке резко ускорился в плейстоцене, когда быстрое накопление льда разбаланси-

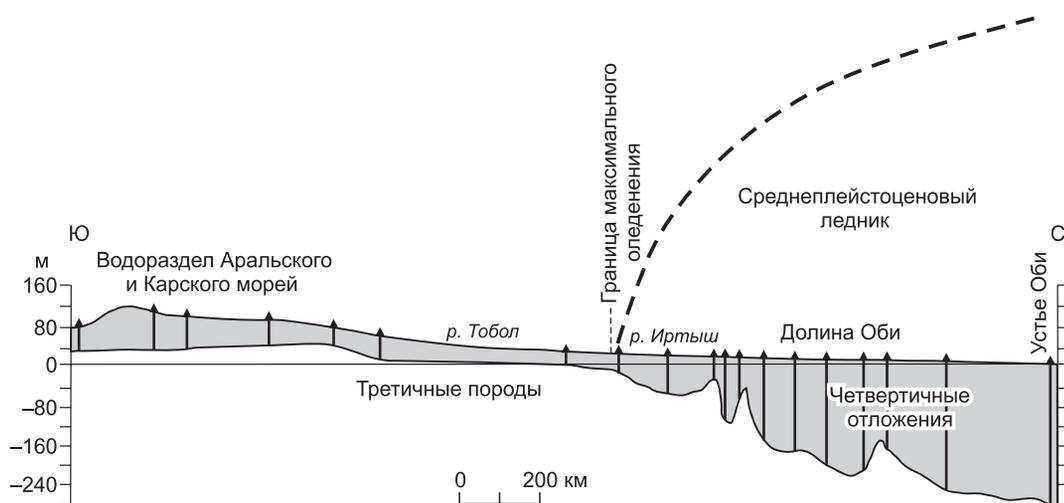


Рис. 5. Распределение мощности четвертичного покрова по меридиану в долинах рек бассейнов Карского и Аральского морей по данным поперечных буровых профилей (треугольники) Гидропроекта, по [Astakhov, 1991].

Заметно внезапное увеличение мощности четвертичных образований в области максимального оледенения.

вало систему изостатически уравновешенных блоков. Эта быстро приложенная ледниковая нагрузка кажется наиболее вероятной причиной амплитудных плейстоценовых сбросов, несогласных с рельефом равнин и остаточных гор [Астахов, 1986].

Гляциоизостатические эффекты на Урало-Сибирском Севере существенно отличаются от Фенноскандии. Фронтальные флексурные валы, т. е. компенсационные вздутия по периферии ледникового щита, в Фенноскандии уже почти исчезли. Они замещены кольцевым периферийным прогибом, соразмерным с центральным гляциоизостатическим куполом [Mörner, 1979]. Такие эпейрогенические колебания означают упругую деформацию литосферы. На Урало-Сибирском Севере, напротив, краевые компенсационные поднятия резко выражены в виде гляциоизостатических горстов Урала и плато Путорана, возможно, также Сибирских Увалов в центре Западно-Сибирского бассейна. Эти поднятия вместе с устойчивым погружением арктической Западной Сибири под ледниковой нагрузкой свидетельствуют об остаточной деформации литосферы [Астахов, 1986].

Остаточная деформация вместо упругого поднятия, вероятно, объясняется противоположным по сравнению с Фенноскандией распределением глубинных литосферных слоев на Урало-Сибирском Севере. Об этом можно судить по глубине раздела Мохоровичича, т. е. резкого изменения сейсмических скоростей, который геофизики обычно принимают за подошву «коры». В Фенноскандии раздел Мохо погружается к центру изостатического купола от 30 до 47 км [Mörner, 1979]. В Западной Сибири, напротив, сейсмическая граница М глубже всего (47 км) залегает под краевыми возвышенностями, а в центре растекания льда, реконструированном на арктической низменности, раздел М находится на глубине только 35—40 км [Карус и др., 1984].

РАДИАЛЬНАЯ ГЛЯЦИОТЕКТОНИКА И ЗАЛЕЖИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Концепция гляциотектонической реорганизации седиментационного бассейна может быть полезной при решении некоторых проблем нефтяной геологии в Западной Сибири, таких как происхождение аномально высоких пластовых давлений, объяснение геотермических особенностей, заполненности ловушек углеводородов и др. Например, ледниковое истолкование неотектонической макроструктуры можно применить для решения старинной загадки географического разобщения залежей нефти и газа. Главные нефтяные поля в верхнеюрско-нижнемеловых слоях центра равнины на глубине 1.5—3.0 км располагаются в субширотном поясе (60—63° с.ш.), поперечном по отношению к субмеридиональному простиранию главных мезозойских структур. Субарктический пояс к северу от Сибирских Увалов представляет собой мозаику нефтяных, газоконденсатных и газовых залежей. В Арктике решительно преобладают огромные газовые поля, запечатанные палеогеновыми глинами (см. рис. 4).

Делались попытки объяснить географическое разобщение фаз углеводородов изменением пластового давления в нефтеносных слоях из-за колебаний уровня моря [Кузин, 1983]. Однако падение пластового давления на 20—30 атм вследствие гипотетической плиоценовой регрессии Северного Ледовитого океана недостаточно для дегазации мезозойских коллекторов [Жорценштейн, 1970]. Скорость падения пластового давления в этом случае слишком мала для образования гигантских газовых полей Западной Сибири, таких как Уренгойское месторождение длиной 120 км, не говоря уже об отсутствии прямых свидетельств такой регрессии.

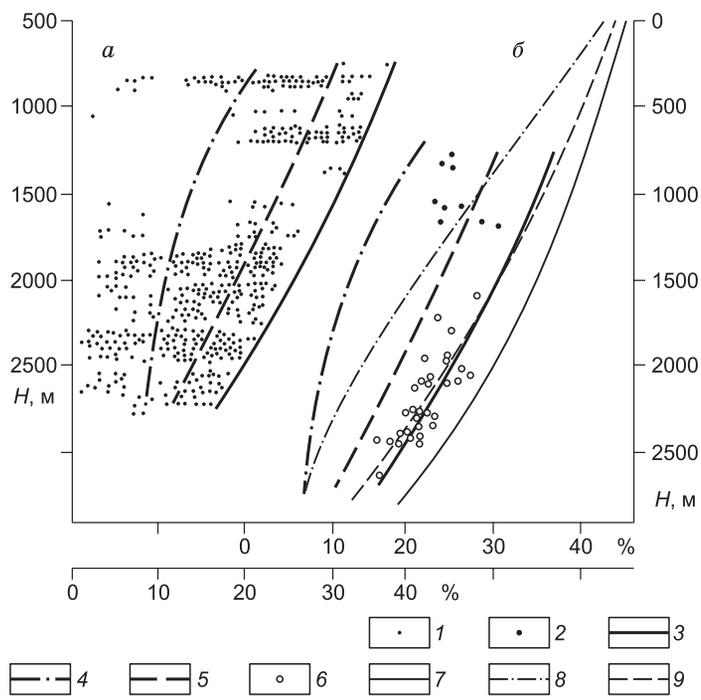
Географическое разобщение разных типов углеводородов альтернативно предполагалось из-за латеральной миграции флюидов в проводящих пластах под воздействием ледниковой нагрузки и усиленной генерации газа из газогидратов в вечномерзлой зоне [Трофимук и др., 1979]. К сожалению, в этой модели использованы устаревшие реконструкции ледниковых щитов, которые по старинным представлениям утонялись к субмеридиональной оси осадочного бассейна, что не вяжется ни с реконструированными мощностями льда, ни с расположением нефтяных полей (см. рис. 4). Кроме того, глубже всего мерзлота залегает не в арктической зоне главной аккумуляции газа, а в нефтяном поясе в 600—700 км к югу. Эта гипотеза также не встретила понимания геологов-нефтяников ввиду нереальности латеральной миграции вязкой нефти на сотни километров сквозь компактные песчаники.

Однако 200—300 атм добавочного давления, вызванного огромным весом льда, неизбежно повлияли на подземную гидравлическую систему. Некоторые непосредственные эффекты недавней ледниковой нагрузки наблюдаются на месторождениях углеводородов. Так, измерения в скважинах до глубины 2.7 км обнаружили, что пористость коллекторов в Арктике на 5—7 % ниже, чем в таких же песчаниках центральных районов на Широтной Оби (рис. 6). Этот факт объясняется более мощным и продолжительным оледенением Арктики, тогда как вблизи границы максимального оледенения на 60° с.ш. ледниковая нагрузка была эпизодической и не столь мощной [Горелов, 1976].

Огромная ледниковая нагрузка, добавлявшая 200—300 атм давления, неизбежно должна была сказаться на подземной флюидной системе. Ледниковая нагрузка чувствуется в северном падении водо-нефтяных контактов. Наклон ВНК известен в нефтяных месторождениях норвежского шельфа. Там гля-

Рис. 6. Сравнение открытой пористости меловых пород (%) в интервале глубин 800—2800 м в Западно-Сибирской Арктике (а) и на Широтной Оби (б) [Горелов, 1975].

1—5 — для а, 6—9 — для б; 1 — единичные измерения, 2 и 6 — средние значения, использованные при подсчете запасов нефти, 3, 7 — слабосцементированные песчаники, 4 и 8 — глинистые песчаники, 5 и 9 — средняя пористость продуктивных песчаников.



циоизостазия привлекалась в качестве причины изменений глубинного положения и наклона ловушек, плотности и объема пластового газа, а также для оценки плейстоценовой утечки углеводородов из ловушек [Zieba et al., 2016].

ВНК структурных ловушек может быть горизонтален в гидростатической среде. Но в реальных условиях он наклонен, так как плавучесть подвергается влиянию гидродинамических сил. Например, при сжатии газа наклон ВНК может достигать 1:10 [Forsberg, 1996]. Независимо от механизма уклон ВНК и пьезометрической поверхности водоносных слоев на север был зафиксирован измерениями на всех главных нефтяных месторождениях центральной части Западной Сибири в области среднеплейстоценовых ледниковых покровов [Царев, 1976].

С учетом современных данных о границах оледенений и распределении мощностей плейстоценовых ледников [Astakhov, 2013] возможно простое объяснение четвертичного разделения запасов нефти и газа. Резкие вертикальные колебания порядка сотен метров в арктической части бассейна, периодически нагружаемой ледяной толщей, должны были вызвать быструю смену подземной термобарической ситуации. Результатом явились вертикальные смещения зон генерации различных фаз углеводородов с безвозвратной заменой жидкой фазы газообразной. При нагрузке льда объем газа уменьшается за счет его компрессии и растворения. Наоборот, при стаивании льда объем газа в коллекторах внезапно возрастает из-за его дилатации и дегазации жидкой фазы.

Таким образом, внезапное падение пластового давления во время дегляциации вызывает массовую дегазацию подземных вод по типу удаленной пробки шампанского. Этот механизм получил название «ледяного насоса» [Riis, 1992]. Повторяющиеся скачки пластового давления из-за периодически меняющейся нагрузки льда в ледниковые и межледниковые эпохи будут на порядок выше, чем снижение пластового давления в результате гипотетической плиоценовой регрессии.

Ввиду этого механизма для пространственного разобочения запасов нефти и газа дальняя латеральная миграция нефти не требуется. Вертикальная миграция флюидов обеспечивает концентрацию газовой фазы вблизи поверхности при более глубоком залегании залежей нефти. Южный нефтеносный пояс содержит в основном нефть в пологих антиформах нижнемеловых и верхнеюрских пород на глубинах от 3.0 до 1.5 км [Конторович и др., 1975]. В этих краях газовые шапки в основном уже рассеялись сквозь не слишком надежные покрывки. В Арктике преобладающие газовые залежи содержатся в гораздо более объемных структурных ловушках, запечатанных более мощными палеогеновыми глинами и монолитной мерзлотой на глубинах от 0.7 до 1.2 км, в то время как спорадические нефтяные залежи встречаются гораздо глубже.

Существенно, что арктический пояс газовых месторождений приурочен преимущественно к области последнего молодого оледенения и максимальной мощности предшествующих ледниковых щитов. Поэтому амплитуда колебаний пластового давления на Крайнем Севере, вероятно, была максимальной, где она весьма благоприятствовала периодической дегазации подземных вод и образованию вблизи поверхности огромных газовых пузырей (см. рис. 4). Этот процесс не мог быть столь же мощным в южном поясе ввиду меньшей мощности льда и более редких ледниковых подвижек. Кроме того, последний ледник надвигался на юге на 100—150 тыс. лет ранее, чем в Арктике. Следовательно, газовые залежи южного пояса имели достаточно времени для рассеивания сквозь ненадежную покрывку островной мерзлоты и прерывистых глинистых толщ.

Таким образом, характерное распределение нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири, вероятно, обусловлено насосным воздействием на подземную флюидную систему плейстоценовых ледниковых покровов, которые значительно усилили высвобождение углеводородов и их вертикальную миграцию в современные структурные ловушки.

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ МЕЗОСТРУКТУРЫ

Общая ситуация. Один из дискуссионных вопросов арктических и субарктических равнин касается происхождения приповерхностных складчато-надвиговых нагромождений рыхлых мезокайнозойских пород, в плане образующих крупные дуги. Это эпидермальные дисгармоничные деформации мезокайнозойских пород, известные как «экзотектонические дислокации» [Захаров, 1968], картировались по всей древнеледниковой области [Геологическая карта..., 1982]. Местами они закрыты мощным четвертичным чехлом и не видны на поверхности. Но чаще они выражены в рельефе как системы параллельных гряд вдоль селективно эродированных голов крутопадающих пластов песка, глины, иногда опок и диатомитов любого возраста, ограниченных с вогнутой стороны дуги глубокой депрессией [Захаров, 1968].

В международной литературе они обычно описываются как композитные гряды (composite ridges) или пары холм—яма (hill-hole pairs), если такие ансамбли выражены в рельефе [Aber, Ver, 2007]. В Западной Сибири и в бассейне Печоры такие грядовые формы имеют различные размеры: от первых километров длины [Astakhov, 1979, 2004] до рекордных 220 км в длину и 25 км в поперечнике (см. рис. 4). Дуги параллельных гряд обычно открыты к северу, иногда к западу или востоку, но никогда к югу [Astakhov, 2013]. В плане видно их концентрическое расположение по отношению к арктическим низменностям и шельфу Карского моря (см. рис. 4).

В литературе имеются фрагментарные описания естественных разрезов, длина которых не превышает нескольких сотен метров. Чтобы лучше понять особенности эпидермальной тектоники в Западной Сибири предлагается гораздо более длинный и поучительный поперечный разрез хорошо обнаженных дислокаций кайнозойских пород около пос. Мал. Атлым на Нижней Оби (см. рис. 2).

Атлымские дислокации. Полоса альпинотипных дислокаций несцементированных палеогеновых и четвертичных пород шириной до 25 км давно была известна в обрывах правого берега Оби у пос. Мал. Атлым (Атлым, см. рис. 2) [Ли, Кравченко, 1959; Наливкин, 1960]. Полоса атлымских дислокаций представляет особый интерес не только из-за их размеров, но и потому что они охватывают все главные

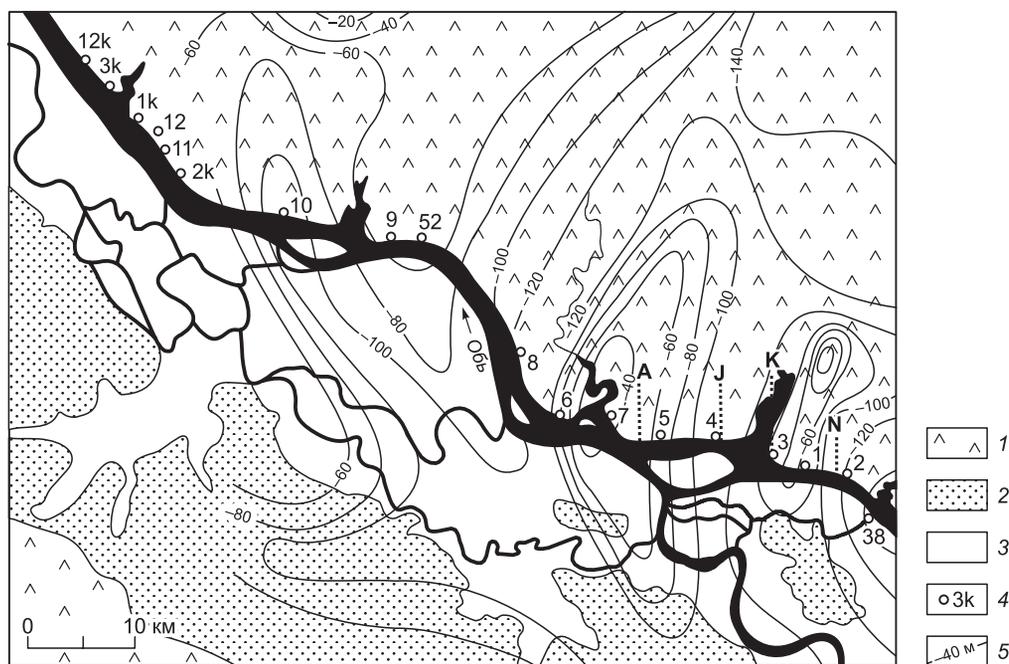


Рис. 7. Карта фактического материала в долине Оби у пос. Мал. Атлым (геологическую ситуацию см. на рис. 2).

1 — материковая равнина с отметками 120—180 м, 2 — террасы Оби, 3 — пойма, 4 — колонковая скважина Главтюменьгеологии и ее номер, 5 — структурный план кровли тавдинских глин (P_{2-3tv}). Пунктирные линии — концы детальных профилей: А—J (рис. 8, а) и К—N (рис. 8, б).

типы местных кайнозойских образований от эоценовых морских глин до плейстоценовых диамиктонов и флювиальных песков. По этой причине они были изучены профилем картировочных колонковых скважин (рис. 7), которые прошли всю дислоцированную толщу до горизонтально лежащих слоев. Дислоцированные породы с резким несогласием перекрыты основной мореной с блоками и пакетами рыхлых олигоценовых песков. Диамикты и флювиогляциальные пески прослеживаются по верху недислоцированного палеогена на юго-восток вверх по течению Оби до границы максимального оледенения. Последующее более детальное изучение атлымских дислокаций прояснило их происхождение и связь с общей гляциотектонической ситуацией в Западно-Сибирском бассейне [Astakhov et al., 1996].

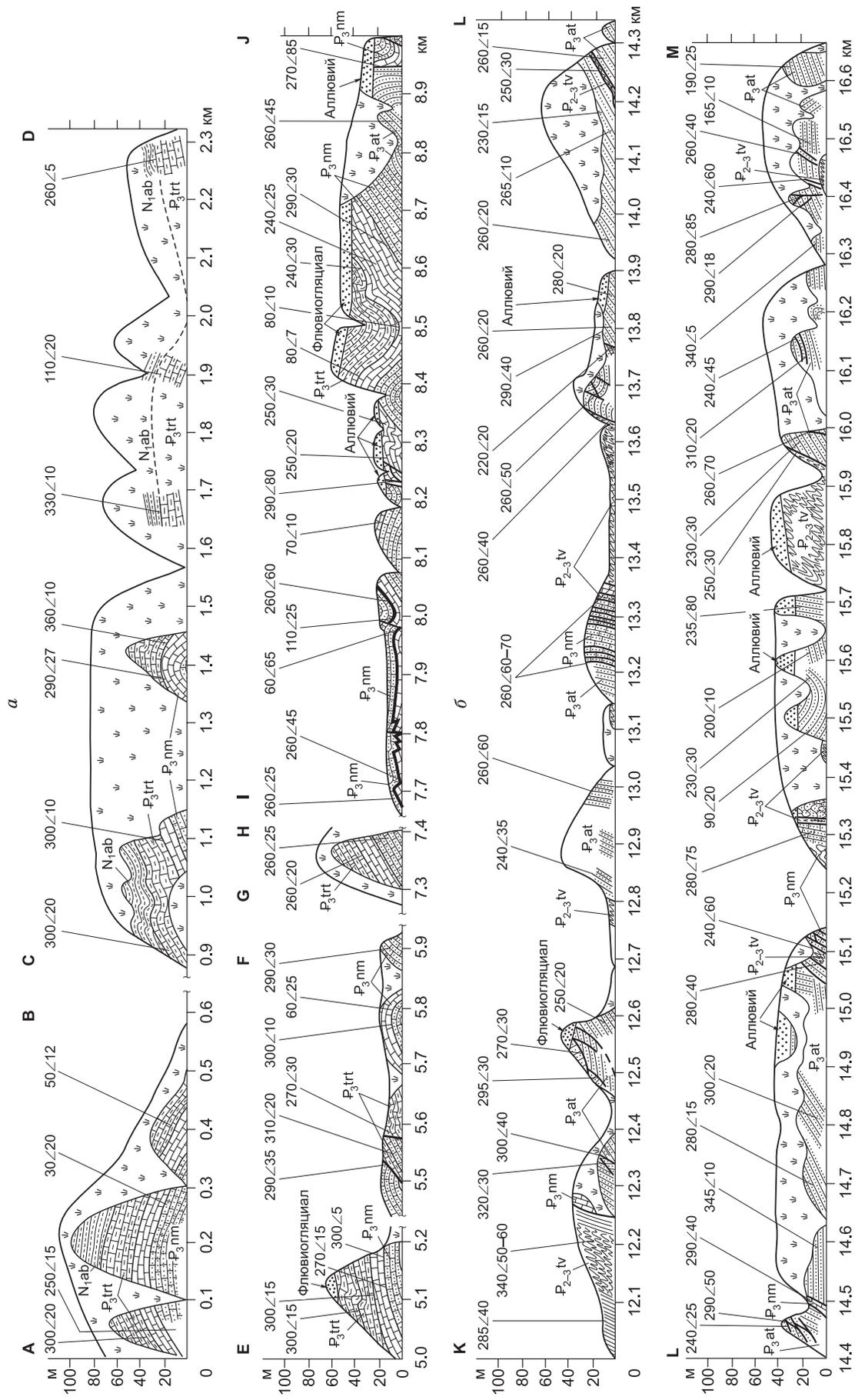
Результирующие детальные профили поперечного разреза (рис. 8) ранее не публиковались, но они содержат значительное количество ясных свидетельств альпинотипной гляциотектоники, типичной для Западной Сибири. Профили получены путем измерения элементов залегания контактов и разрывных нарушений на протяжении 15 км по правому берегу Оби. Измерения привязывались с помощью непрерывной фотосъемки береговых обрывов с катера, что было обычной практикой до эры GPS. Измеренные контакты местных осадочных тел экстраполировались ниже уреза реки с помощью материалов колонкового бурения, проведенного Главтюменьгеологией в картировочных целях. Обобщенный профиль демонстрирует зону сложных деформаций шириной до 35 км между скважинами 2 и 10 (рис. 9).

Наиболее заметная черта разрезов на рис. 8 — доминирующее западное падение структурных элементов с возрастанием углов падения и общей напряженности деформаций к востоку. Западные падения фиксируются для опрокинутых складок, надвиговых плоскостей, надвинутых пакетов и инъекций глины. Самые распространенные элементы по данным детальной съемки — многочисленные листрические надвиги, крутизна и частота которых увеличиваются вверх по течению Оби, т. е. к востоку. В западном направлении, вверх по течению ледника, структура упрощается, преобладают пологие асимметричные складки, а перекрывающий олигоценый песок лишь изредка прорывается взбросами и инъекциями глины (см. рис. 9).

На юго-восток в направлении движения ледника слабо асимметричные складки переходят в сжатые лежащие складки с многочисленными зонами милонитизации и инъекциями эоценовой глины. В самом конце детального профиля интенсивно деформированные субвертикально падающие и расланцованные палеогеновые породы внезапно замещаются субгоризонтальными слоями, залегающими в нормальной стратиграфической последовательности на эоценовых глинах, которые лежат в 250 м ниже поверхности (пикеты 18.4—18.8 км, см. рис. 8, б). На меридиане 67° в.д. (правая часть рис. 9) альпинотипная складчатость внезапно заканчивается и выше по течению речные обрывы обнажают только горизонтально лежащие верхнеолигоцен-нижнемиоценовые пески и ритмиты, перекрытые четвертичными песками и диамиктами мощностью около 12 м. Эти взаимоотношения указывают, что нарастающая вниз по течению льда деформация некомпетентных пород была остановлена массивной компетентной дамбой [Astakhov et al., 1996].

Средняя мощность эоцен-верхнеолигоценовых глин тавдинской свиты по скважинам генерального профиля около 170 м (скв. 36). Однако вверх по течению ледника она аномально снижается до 100 м, тогда как вниз по течению льда ее мощность возрастает до 200—250 м (скв. 1—6). Это выглядит как растяжение выше по течению ледника и нагнетание глины под давлением вниз по течению. В скважине 3 деформированная эоценовая глина с зеркалами скольжения наблюдалась в кернах в 310 м ниже уреза реки (см. рис. 9) [Ли, Кравченко, 1959]. Следовательно, вся зона деформированных неконсолидированных пород достигает 400 м мощности, что, вероятно, является мировым рекордом для гляциотектоники. Подстилающие палеоценовые и мезозойские слои вплоть до палеозойского фундамента, который находится на глубине 2.8 км, согласно сейсмопрофилированию лежат в основном горизонтально со слабыми ундуляциями [Ли, Кравченко, 1959].

Обсуждение. Эпидермальные альпинотипные деформации Западной Сибири по причине их крупных размеров некоторыми геологами рассматривались как бескорневые неотектонические структуры и проявления глубинных тектонических движений [Крапивнер, 1986]. Однако после многочисленных буровых и сейсмогеологических работ 1960-80-х годов стало ясно, что дугообразные гряды поверхности отражают дисгармоничные складки и надвиги с крупными отторженцами рыхлых пород, которые не прослеживаются глубже 200—300 м [Архипов и др., 1976; Астахов, 1986; Arkhipov et al., 1986]. Дисгармоничные дислокации Западной Сибири структурно весьма сходны с напорными моренами в древнеледниковых осадочных бассейнах севера Европы и Америки, где они относятся к тангенциальной гляциотектонике, т. е. к подледным деформациям рыхлых пород [Левков, 1980; Aber, Ver, 2007]. Это происхождение яснее всего читается в их ориентировке, несогласной по отношению к мезозойско-палеогеновому структурному плану, но вполне согласной с периферией древних ледниковых щитов в арктических низменностях и на карском шельфе [Астахов, 1977, 1986]. Таким образом, ледниковое происхождение эпидермальной тектоники в кайнозое севера Западной Сибири вряд ли вызывает сомнения.



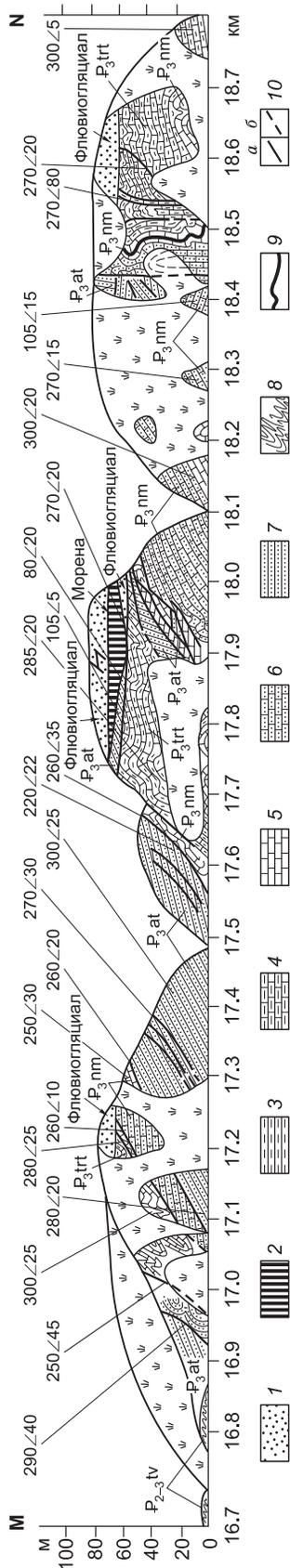


Рис. 8. Детальные геологические профили правого берега Оби между 66°45.5' и 67°4.5' в.д.

Профиль А-Ж (а) расположен западнее руч. Мал. Атлым, профиль К-Н (б) — восточнее. Расстояния измерены от пункта А, высоты от меженного уреза Оби 15 м над ур. м. Элементы залегания структурных элементов даны как азимут и угол падения (град.). 1 — четвертичные флювиогляциальные и аллювиальные пески, 2 — диамиктоны плейстоценовых морен, 3 — алевролиты абросимовской свиты (N₁ab на профиле), 4 — алевроглинистые ритмы туртасской свиты (P₃³trt), 5 — переслаивание алевроглин, песка и лигнита верхов новомихайловской свиты (P₃²nm), 6 — пески с прослоями глины низов новомихайловской свиты (P₃²nm), 7 — пески атлымской свиты (P₃²at), 8 — сланцеватая глина с линзами сидерита тавдинской свиты (P₃²-P₃¹tv), 9 — маркирующий слой лигнита, 10 — разрывы, 10 — предполагаемые.

Крупнейшие и хорошо обнаженные атлымские дислокации вполне пригодны для углубленного понимания гляциотектоники Западной Сибири. Первоначально геологи описывали их как простые складки, осложненные мелкими разрывами. Объясняли их либо неопределенной гляциотектоникой [Ли, Кравченко, 1959], либо воздерживались от генетической трактовки [Наливкин, 1960]. Р.Б. Крапивнер [1986] приписывал это скупивание кайнозойских пород глубинному сдвигу. Такое объяснение не нашло поддержки у большинства геологов, поскольку многочисленные сейсмические профили ясно показали, что более глубокие юрско-меловые горизонты чехла везде лежат почти горизонтально с очень редкими разрывными нарушениями [Конторович и др., 1975].

Ключевыми для понимания природы атлымских дислокаций являются различия деформационных стилей в механически различных палеогеновых породах, что лучше всего видно в максимально деформированной восточной части атлымского профиля. Среднеолигоценые пески атлымской свиты демонстрируют лишь хрупкие деформации без мелкой складчатости, гофрировки или других пликативных форм. Обычно песок разбит на мелкие остроугольные блоки, разделенные листрическими надвигами и иногда образующие нагромождение «щепок» (рис. 10, а). Предельно хрупкая деформация наблюдается в виде разломной брекчии, состоящей из мелких угловатых обломков песка и алевролита (см. рис. 10, б). Такие деформации нормально наблюдаются лишь в компетентных породах типа цементированных песчаников, тогда как современная олигоценовая порода — обычный сыпучий песок. В данной ситуации единственно мыслимым цементом во время деформации мог быть только лед. Это подтверждается и ненарушенным блоком олигоценовых песков 120-метровой длины под основной мореной, залегающим с несогласием на дислоцированных верхнеолигоценых ритмитах (пикет 17.8 км, см. рис. 8, б). Этот, в настоящее время талый блок песка, затащенный поверх более молодых пород, не имеет заметных внутренних деформаций и, вероятно, был включен в ледник еще до достижения максимального сжатия.

Пластические деформации наблюдаются в выше лежащих переслаиваниях песка, алевролита, глины и лигнита новомихайловской свиты и алевроглинистых ритмитах туртасской и абросимовской свит. Вниз по течению реки, т. е. вверх по течению ледника (см. рис. 8, а), эти породы обычно лежат в виде гармонических, слабо асимметричных складок, восточнее переходящих в опрокинутые складки (см. рис. 10, в). Еще восточнее с увеличением горизонтального стресса появляются лежащие складки с гофрированными прослоями и листрическими надвигами (см. рис. 10, г) и даже с гляциотектоническим меланжем (см. рис. 10, д). Эти породы тоже ранее пребывали в мерзлом состоянии, о чем свидетельствует их позиция поверх среднеолигоценового песка [Astakhov et al., 1996].

И, наконец, самые экстремальные деформации обнаруживают эоценовые монтмориллонитовые глины тавдинской свиты, которые повсеместно встречены в

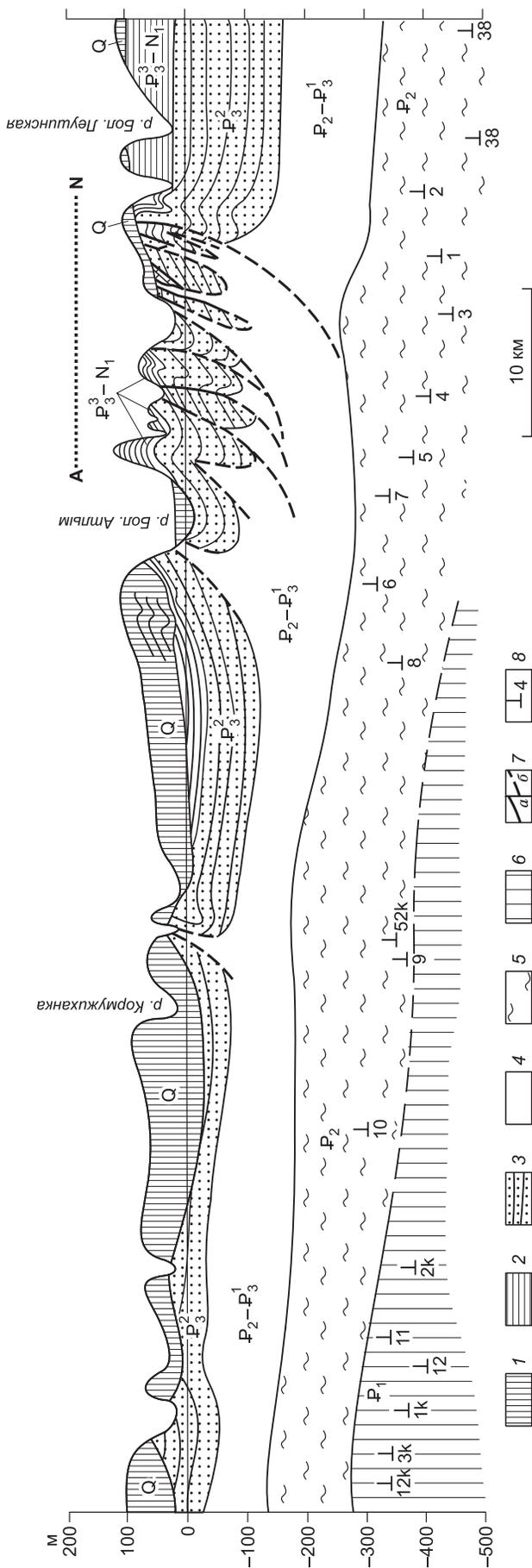


Рис. 9. Обобщенный профиль кайнозойских образований вдоль долины Оби на основании профилей рис. 8 и колонковых скважин между 65°40' в.д. 62°40' с.ш. и 67°15' в.д. 62°04' с.ш., по [Astakhov et al., 1996].

Континентальные образования: 1 — четвертичные отложения, 2 — верхнеолигоцен-нижнемиоценовые алевроглинистые ритмиты, 3 — среднеолигоценные пески с прослоями алевроглин и лигнитов; морские образования: 4 — верхнеэоцен-нижнеолигоценные сланцеватые глины с линзами сидерита, 5 — эоценовые опоки, диатомиты и глины, 6 — палеоэоценовые глины, 7 — разрывы: а — наблюдаемые, б — предполагаемые, 8 — забой колонковых скважин. Штриховая линия А-Н — положение детальных профилей.

виде плоских инъекций толщиной до 200 м (пикеты 12.0—12.2 км, см. рис. 8, б) или кластических даек толщиной 0.3—1.0 м (пикет 14.2 км). Тавдинские глины протыкают более молодые олигоценные слои, что хорошо заметно по разнице цвета зеленоватых глин с бурыми линзами сидерита и белесых песков перекрывающей среднеолигоценной атлымской свиты (см. рис. 10, е).

Подобные протрузии могли образоваться и тальми глинами, на что, казалось бы, указывают тонкие апофизы. Но в данном случае это маловероятно, поскольку внутренняя структура инъецированной глины не ограничивается полосчатостью течения, а проявляет и грубый кливаж скольжения. Во-вторых, глиняные дайки контактируют с вмещающим песком по зеркалам скольжения, практически без ксенолитов песка в глинах. В-третьих, разорванные слойки твердого сидерита иногда согнуты в мелкие изоклиналильные складки, образование которых возможно не в жидкой, а лишь в достаточно компетентной среде для передачи напряжения, необходимого при жестком изгибе под сопротивлением [Astakhov et al., 1996].

Эти и другие подобные черты говорят о мерзлом состоянии тавдинской глины, протыкающей твердомерзлые пески. Насыщенные водой глинистые осадки сохраняют пластичность в широком диапазоне отрицательных температур ввиду сохранения поровой воды в жидкой фазе. Вязкопластичное поведение мерзлой глины вполне нормально, поскольку она всегда содержит поровую жидкость. Ее сопротивление сдвигу падает на порядок при приложении длительной нагрузки и более зависимо от фактора времени, чем в случае чистого льда. Многочисленные эксперименты показали, что мерзлая глина, по крайней мере, до -7°C имеет динамическую вязкость ниже, чем чистый лед, т. е. после того как преодолено начальное сопротивление сдвигу нагруженная

мерзлая глина будет течь быстрее льда [Цытович, 1973; Williams, Smith, 1989]. Это означает, что в паре ледник—мерзлая глина зона максимальных деформаций располагается ниже подошвы льда, причем выжатая вверх глина образует толстую подушку, на которой будет плавать менее плотный, но более жесткий ледник [Astakhov et al., 1996].

Схема образования атлымских дислокаций. Наблюденный характер деформации палеогеновых пород в долине Оби существенно отличается от ожидаемого для таких пород в современном талом состоянии. Поэтому ледниковое ложе во время атлымских деформаций должно было находиться в мерзлом состоянии. Это означает наличие под толстым льдом в 300 км к северу от границы покровного оледенения вечномерзлого субстрата мощностью около 300 м. Развитие атлымских дислокаций, обобщенных на рис. 9, схематически показано на профиле рис. 11. Вероятные седиментологические и структурно-геологические последствия, рассмотренные ранее [Astakhov et al., 1996], кратко перечислены ниже.

Стадия 1 изображает наступание ледника на вечномерзлый палеогеновый субстрат, вначале выдерживавший не слишком мощный лед.

С ростом мощности льда на *стадии 2* предел сопротивления сдвигу сперва преодолевается в менее компетентных глинистых толщах под основанием ледника. *Динамическая подошва* ледника — субгоризонтальная зона максимальных деформаций — смещается вниз, в толщу глин. Это значит, что главный момент блокового скольжения ледника расположился в мерзлой глине, способной к самой быстрой деформации. Моноклинально залегающий мерзлый олигоценый песок кровли обеспечивает две разных ситуации: 1) выше по течению льда тонкий слой хрупкого песка поверх растягиваемой глины под нарастающим весом льда раскалывается на блоки; 2) ниже по течению льда течение сжатой глины наталкивается на компетентную дамбу из мощного мерзлого песка.

Стадия 3 представляет максимум мощности льда, когда динамическая подошва уже надежно установилась в подстилающей мерзлой глине. Вязкопластический крип расланцованной мерзлой

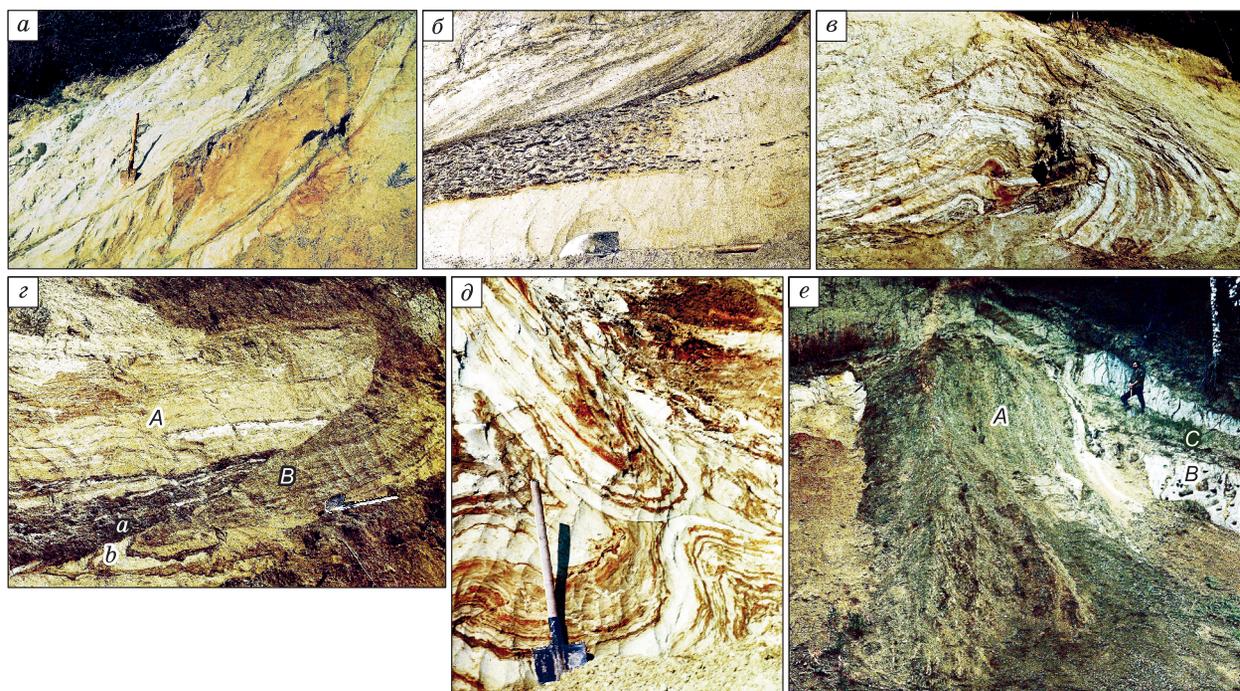


Рис. 10. Деформационные структуры в обнажениях палеогена на правом берегу Оби в районе пос. Мал. Атлым (метровая лопата для масштаба).

a — нагромождение «щепок» (пластин) среднеолигоценого атлымского песка (пикет 12.5 км, см. рис. 8, *b*); *b* — приразломная брекчия в среднеолигоценовой атлымской свите, состоящая из алевритовых фрагментов, в лежачем блоке под листрическим надвигом (пикет 12.5 км, см. рис. 8, *a*); *в* — переслаивание алевритов и песков среднеолигоценовой новомихайловской свиты в опрокинутой на восток антиклинали (пикет 1 км, см. рис. 8, *a*), обнажение примерно 12 м длины; *г* — среднеолигоценовая новомихайловская свита (*A*) с прослоем лигнита (*a*), надвинутая по листрическому разрыву на верхнеолигоценовые туртасские ритмиты (*B*) со складкой волочения в лежачем блоке (*b*) (пикет 5.5 км, см. рис. 8, *a*); *д* — гляциотектонический меланж из складок в новомихайловских переслаивающихся песках, алевритах и глинах (пикет 9 км, см. рис. 8, *a*); *е* — субвертикальная кластическая дайка эоценовой тавдинской глины с сидеритовыми линзами (*A*), протыкающая вышележащий среднеолигоценовый песок атлымской свиты (*B*); *C* — параллельные апофизы глины; правый берег Оби (пикет 15.3 км, см. рис. 8, *b*); для масштаба человек справа вверху.

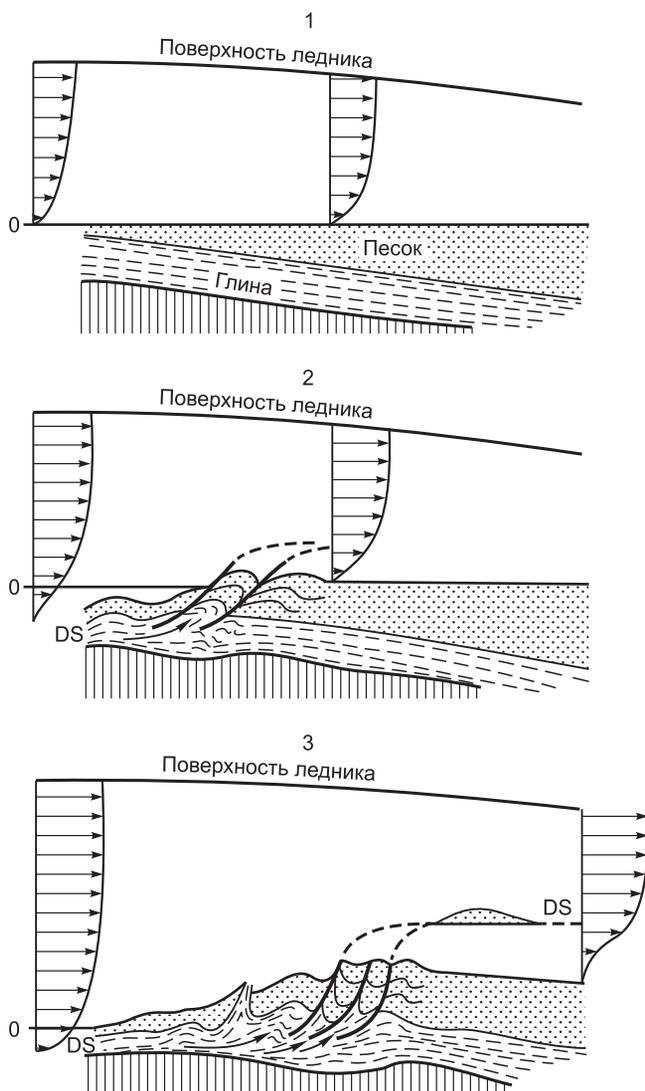


Рис. 11. Схема стадий развития деформации мерзлых песков и глин под растущим ледниковым покровом по данным атлымских разрезов.

Параллельные стрелки показывают вертикальное распределение суммарных скоростей течения в паре ледник—вечная мерзлота. DS — динамическая подошва ледника, по [Astakhov et al., 1996].

глины принимает большую часть базального стресса и поддерживает движение ледника с прилипшим к основанию мороженым песком. Взламывание компетентной песчаной покрывки прекращается в восточной части профиля (см. рис. 9), где падающая к востоку толща песков уже достаточно мощна, чтобы противостоять любому ледниковому стрессу. Отсюда эффективная скорость течения глины внезапно падает с ее утолщением типа подушки против песчаной дамбы и с появлением серии листрических надвигов, рвущих песчано-ледяную крышу. Кинематически это означает скачок динамической подошвы вверх, в другую среду уменьшенной сопротивляемости сдвигу, т. е. в чистый лед. Подземная динамическая подошва из ползучей глины смещается вверх и превращается в плоскость срыва в ледниковом льду, поверх которой ледник скользит как массивный блок. Таким образом, динамическая подошва оказывается на двух уровнях: подледниковом, в мерзлой глине и внутриледниковом, в чистом льду.

Вероятный результат подскока динамической подошвы — внутриледниковое скольжение крупных блоков мерзлого песка. Постепенно погружаясь в лед, такие отторженцы в конце

концов присоединятся к донному загрязненному мореной льду ближе к краю ледникового покрова, чтобы отложиться вместе с мерзлыми диамиктами в виде основной морены по модели Ю.А. Лаврушина [1976]. Отторженцы палеогеновых песков поверх моренного диамиктона описаны на Иртыше примерно в 200 км к юго-востоку [Каплянская, Тарноградский, 1974].

Модель на рис. 11 призвана объяснить главные гляциотектонические деформации, расположенные далеко от края древнего ледника и связанные с мощной субгляциальной мерзлотой. Дислокации атлымского типа в деформированной зоне исключительной ширины и глубины требуют высокого гидростатического давления льда мощностью не менее 1 км. В этом случае неровности подледникового рельефа совсем не обязательны для крупномасштабных деформаций субстрата и транспортировки крупных эрратических блоков. Что реально требуется — это понижение мощности ледника вниз по его течению, обеспечивающее девиаторный стресс в основании ледника, и реологически контрастные осадочные толщи субстрата, имеющиеся повсеместно в осадочном бассейне. В атлымском случае важную роль сыграла моноклиальная структура третичных толщ, обеспечившая утолщение компетентных песчаных пород вниз по течению льда, что вызвало остановку потока глин перед мерзлой песчаной дамбой.

В целом в ситуации ледников с холодным основанием нестабильность динамической подошвы ледника, вызванная реологическими различиями субстрата, выглядит главной причиной отторжения и переноса вниз по течению ледника крупных блоков мерзлых осадков. Поэтому ледник с примороженной подошвой может эродировать и тектонизировать большие объемы осадочных пород путем расщепления своей динамической подошвы, которая находится как во внутриледниковой, так и в базальной и подледниковой позициях [Astakhov et al., 1996]. Судя по многочисленным гляциотектонопарам Западной Сибири [Astakhov, 2004], механизм гляциотектонического выпахивания и надвигания по типу атлымских дислокаций вполне может объяснить крупный стратиграфический хиатус с отсутствием неогеновых и верхнепалеогеновых толщ (см. рис. 2), эродированных в арктической и субарктической Западной Сибири и превращенных в мощные покровы мелкозернистых диамиктонов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоника ледникового периода представляет важную структурную стадию в истории великого осадочного бассейна.

Гляциотектоника есть важнейший фактор образования крупных форм рельефа Западно-Сибирской равнины и ее обрамления.

Гляциотектоническая деятельность холодных ледниковых покровов на многолетнемерзлом субстрате есть главная причина появления стратиграфического хиатуса вследствие эрозионного удаления больших объемов третичных осадочных пород из северной части бассейна.

Гляциотектонику надо считать ключевым фактором недавнего перераспределения запасов нефти и природного газа на севере осадочного бассейна.

Эта работа была поддержана Санкт-Петербургским государственным университетом. Первичные полевые данные были получены автором при его работе в системе геологической службы СССР. Цифровая модель рельефа изготовлена в Центре дистанционного зондирования Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ).

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Андреева С.М., Земцов А.А., Исаева Л.Л., Мизеров Б.В., Файнер Ю.Б. Покровные материковые оледенения и рельеф // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М., Наука, 1976, с. 7—89.

Астахов В.И. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Материалы гляциологических исследований. 1977, № 30, с. 60—69.

Астахов В.И. Гляциотектоника Западной Сибири в связи с проблемами нефтяной геологии // Геоморфология, 1986, № 3, с. 56—64.

Башенина Н.В. Происхождение рельефа Южного Урала. М., Географгиз, 1948, 232 с.

Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., Наука, 1968, 124 с.

Генералов П.П. Вторичная тектоника поверхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Опалиты Западной Сибири. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1987, с. 48—74.

Геологическая карта Западно-Сибирской равнины и прилегающих территорий (без покрова четвертичных отложений) м-ба 1:1 500 000 / Ред. Н.Н. Ростовцев. Л., ВНИГРИ, 1982.

Горелов А.А. О влиянии ледниковых покровов на пористость песчаных пород и формирование залежей нефти и газа в северной части Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 3, с. 718.

Зайцев А.П., Мешалкин К.А. Роль гляциоизостатических процессов в формировании месторождений нефти и газа в Западной Сибири // Геология нерудного сырья Западной Сибири. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1987, с. 111—115.

Захаров Ю.Ф. Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири // Геология и геофизика, 1968 (6), с. 148—155.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., Недра, 1972, 312 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и верхний плейстоцен низовьев Иртыша. Л., Недра, 1974, 160 с.

Карус Е.В., Габриэлянец Г.А., Ковылин В.М., Чернышев Н.М. Новые данные о разделе Моховичича и верхней мантии Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 1, с. 196—198.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 680 с.

Корценштейн В.Н. О влиянии периодических оледенений на формирование уникальных газовых месторождений севера Тюменской области // Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1366—1369.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М., Недра, 1986, 204 с.

Кузин И.Л. Влияние новейших тектонических движений, колебаний уровня Мирового океана и изменений климата на формирование месторождений нефти и газа Западной Сибири // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 26—35.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., Наука, 1976, 237 с.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск, Наука и техника, 1980, 280 с.

Ли П.Ф., Кравченко Л.М. К вопросу о генезисе малоатлымских дислокаций // Тр. СНИИГТИМС, 1959, вып. 1, с. 36—38.

Максимов Е.В. Стадии древнего оледенения и новейшая тектоника в горах Путорана, на Полярном и Приполярном Урале // Докл. отделений и комиссий Географического об-ва СССР, 1970, вып. 16, с. 19—34.

- Наливкин В.Д.** Малоатлымские дислокации на р. Оби // Тр. ВНИГРИ, 1960, вып. 158, с. 256—266.
- Рождественский А.П.** Некоторые вопросы структурного и геоморфологического развития Урала в неотектонический этап // Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 2. М., Недра, 1971, 41—51.
- Рудкевич М.Я.** Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М., Недра, 1974, 184 с.
- Рыльков А.В., Щепеткин Ю.В., Нестеров И.И., Кулахметов Н.Х., Ушатинский И.Н.** Геолого-геохимические показатели времени формирования залежей нефти в юрских и меловых отложениях центральных районов Западно-Сибирской равнины // Время формирования залежей нефти и газа. М., Наука, 1976, с. 114—121.
- Самойлюк Л.А., Лавров А.С.** Отражение разломов в гляциогенном рельефе на севере Западной Сибири // Экспресс-информация ВИЭМС. Общая и региональная геология, 1986, вып. 1, с. 1—8.
- Старосельцев В.С.** Мезозойско-кайнозойские тектонические движения северной части Тунгусской синеклизы в связи с оценкой ее нефтегазоносности // Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность. М., Наука, 1985, с. 56—64.
- Сухорукова С.С., Костюк М.А., Подсосова Л.Л., Бабушкин А.Е., Зольников И.Д., Абрамов С.А., Гончаров С.В.** Морены и динамика оледенений Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1987, 159 с.
- Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П.** Влияние гидратообразования, оледенений и сейсмичности на формирование ресурсов углеводородов // Геология и геофизика, 1979 (4), с. 3—18.
- Царев В.П.** Особенности формирования, методы поиска и разработки скоплений углеводородов в условиях вечной мерзлоты. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1976, 212 с.
- Цытович Н.А.** Механика мерзлых грунтов. М., Высшая школа, 1973, 446 с.
- Aber J.S., Ber A.** Glaciotectonism. Elsevier, Amsterdam, 2007, 246 p.
- Arkhipov S.A., Isayeva L.L., Bepaly V.G., Glushkova O.** Glaciation of Siberia and North-East USSR // Quat. Sci. Rev., 1986, v. 5, № (1—4), p. 463—474.
- Astakhov V.I.** New data on the latest activity of Kara-shelf glaciers in West Siberia // IGCP Project 73/1/24 'Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere', Rep. № 5. Czechoslovak Geological Survey, Prague, 1979, p. 22—31.
- Astakhov V.I.** The fluvial history of West Siberia // Temperate paleohydrology. London, Wiley, 1991, p. 381—392.
- Astakhov V.** Pleistocene ice limits in Russian northern lowlands // Quaternary glaciations — extent and chronology. Part 1: Europe. Development in Quaternary science. Amsterdam, Elsevier, 2004, v. 2, p. 309—319.
- Astakhov V.** Ice margins of northern Russia revisited // Quaternary glaciations — extent and chronology: A closer look. Developments in Quaternary science. Amsterdam, Elsevier, 2011, v. 15, p. 323—336.
- Astakhov V.I.** Pleistocene glaciations of northern Russia — a modern view // Boreas, 2013, v. 42, p. 1—24.
- Astakhov V.I., Kaplyanskaya F.A., Tarnogradsky V.D.** Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed // Permafrost Periglacial Processes, 1996, v. 7, p. 165—191.
- Forsberg C.F.** Possible consequences of glacially induced groundwater flow // Global Planet. Change, 1996, v. 12, p. 387—396.
- Kehew A.E., Piotrowski J.A., Jørgensen F.** Tunnel valleys: concepts and controversies — a review // Earth Sci. Rev., 2012, v. 1, № 13, p. 33—58.
- Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K.H., Larsen E., Möller P.** Constraints on the Late Saalian to Early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modeling // Boreas, 2006, v. 35, p. 539—575.
- Mörner N.-A.** The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication // Earth rheology, isostasy and eustasy. Chichester, Wiley, 1979, p. 251—284.
- Riis F.** Dating and measuring of erosion, uplift and subsidence in Norway and the Norwegian shelf in glacial periods // Norsk Geologisk Tidsskrift, 1992, v. 72, p. 325—331.
- Ulmishek G.F.** Petroleum geology and resources of the West Siberian Basin, Russia. U.S. Geol. Surv. Bull., 2003, 2201-G, 49 p.
- Williams P.J., Smith M.W.** The frozen Earth. Cambridge University Press, 1989, 305 p.
- Zieba K.J., Grøver A.** Isostatic response to glacial erosion, deposition and ice loading. Impact on hydrocarbon traps of the southwestern Barents Sea // Mar. Petrol. Geol., 2016, v. 78, p. 168—183.