

УДК 551.243

## СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ о. НОВАЯ СИБИРЬ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА, РОССИЯ): ВОЗРАСТ, МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС СТРУКТУР

Б.Г. Голионко<sup>1,\*</sup>, А.Э. Базилян<sup>1</sup>, П.А. Никольский<sup>1</sup>, В.В. Костылева<sup>1</sup>,  
Н.А. Малышев<sup>2</sup>, В.Е. Вержбицкий<sup>2</sup>, В.В. Обметко<sup>2</sup>, А.А. Бородулин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН 19017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

<sup>2</sup> ПАО «НК «Роснефть», 115035, Москва, Дубининская ул., д. 31А

\*e.mail: golbor62@gmail.com

Поступила в редакцию 18.02.2019 г., после исправления 17.04.2019 г., принята в печать 28.05.2019 г.

Проведены детальные литолого-стратиграфические и структурные исследования складчато-надвиговых структур о. Новая Сибирь. Нами установлено, что совместно дислоцированные комплексы верхнего мела—среднего неоплейстоцена перекрыты недеформированными отложениями верхнего неоплейстоцена. Данный факт подтверждает завершение процесса деформаций в конце среднего неоплейстоцена. Дополнительным аргументом, исключающим древний возраст дислокаций, является результат анализа датирования трековым методом по апатитам. Полученные трековые возраста апатитов значительно превысили возраст дислоцированных пород, надежно установленный другими методами. В деформированных комплексах преобладают нелитифицированные многолетнемерзлые отложения. Для складчатых структур характерна совместная деформация осадочных пород, пластовых льдов и ледогрунтов, невыдержанность ориентировок складок и различная направленность структурной эволюции в северной и южной частях о. Новая Сибирь. Учитывая соответствие установленного возраста дислокаций возрасту крупнейшего плейстоценового оледенения, все эти факты позволяют утверждать, что складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь являются гляциодислокациями.

**Ключевые слова:** складчато—надвиговые деформации, асимметричные складки, гляциодислокации, ледогрунты, неоплейстоцен, о. Новая Сибирь, Арктика

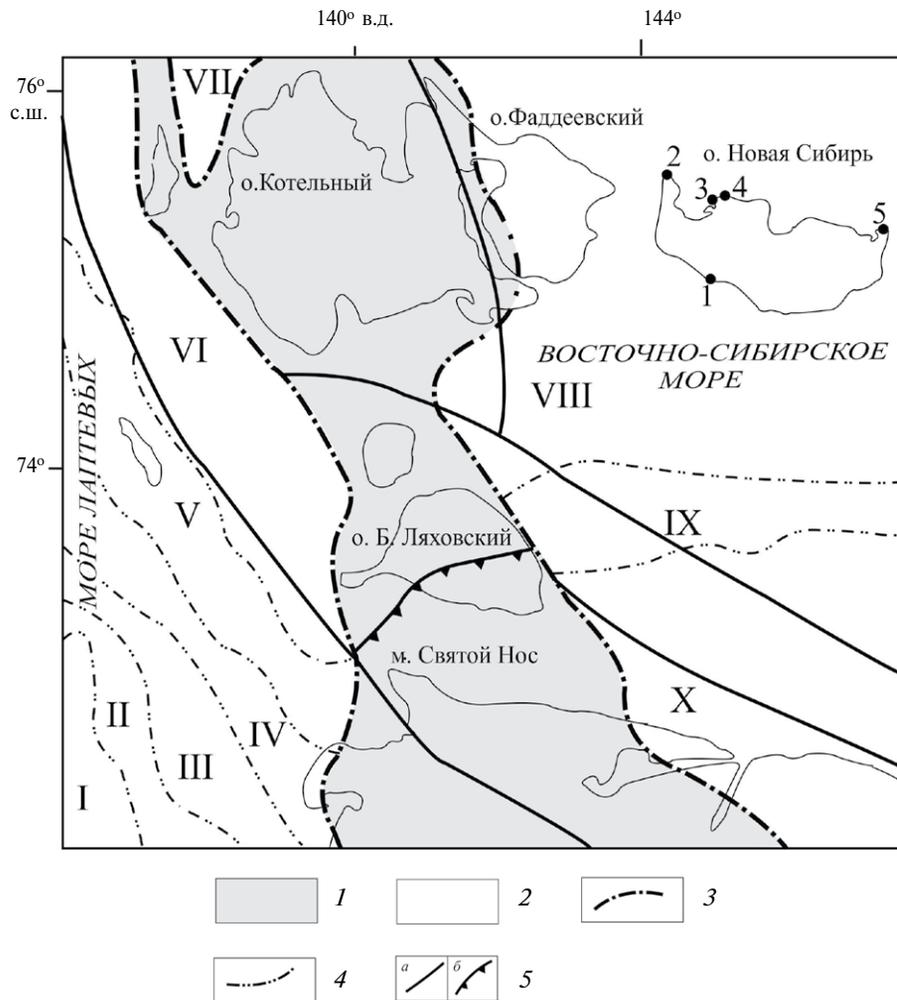
**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019646-64>

### ВВЕДЕНИЕ

Складки в мезо-кайнозойских отложениях о. Новая Сибирь впервые были обнаружены Э.В. Толлем в 1886 году [26]. На Новосибирских островах вплоть до середины 20 века проводились редкие мелкомасштабные геолого-геофизические исследования, результатом которых явилось определение наиболее общих черт тектоники и стратиграфии региона. В семидесятых годах 20 века были проведены среднемасштабные геологосъемочные работы, в результате которых было установлено, что на о. Новая Сибирь подверженные интенсивным складчато-надвиговым деформациям верхнемеловые и более молодые, включая нижнеплиоценовые, породы перекрыты горизонтально залегающими верхнеплиоцен—эоплейстоценовыми осадками [27]. По этим данным деформации были отнесены к поздней фазе альпийского орогенеза. Противоположная точка зрения, подвергавшая сомнению тектонический генезис складчато-надвиговых деформаций о. Новая Сибирь изложена в [11], где на основании анализа космических и аэрофотоснимков был сделан вывод о гляцио-

дислокационной природе этих деформаций. В работах [3, 4] приведены доказательства однократного оледенения части о. Анжу (о. Новая Сибирь и о. Фаддевский) в конце среднего неоплейстоцена и было показано, что интенсивные дислокации связаны с деятельностью ледника. По данным [12], в дислоцированных отложениях, отнесенных ранее к плиоцену [27, 37], на юго-западе о. Новая Сибирь были обнаружены ископаемые остатки фауны млекопитающих четвертичного возраста и сделан вывод о связи складчато-надвиговых деформаций, развитых в районе мыса Утес Деревянных Гор с движениями ледника. Таким образом, сложились две модели формирования складчатости в пределах о. Новая Сибирь — тектоническая и гляциодислокационная.

Для выявления генезиса и возраста складчатости о. Новая Сибирь, в 2016–17 г.г. сотрудниками ГИН РАН (г.Москва) совместно с ПАО НК «Роснефть» (г.Москва) были проведены комплексные научно-исследовательские работы, включавшие изучение наиболее полных разрезов мезо-кайно-



**Рис. 1.** Схема тектонического районирования западной части архипелага Новосибирские острова (по данным [10], с изменениями и дополнениями).

Участки детальных исследований: 1 – Деревянные горы, 2 – м. Высокий, 3 – м. Жилой, 4 – м. Гористый, 5 – м. Каменный.

Структуры мезо-кайнозойского осадочного чехла: I – Усть-Янский свод, II – Чондонский прогиб, III – Шелонский мегавал, IV – Широкостанский прогиб, V – Столбовской мегавал, VI – Бельковско-Святоносский прогиб, VII – Анисийский прогиб, VIII – Новосибирский прогиб, IX – Гусинский мегавал, X – Приморский прогиб.

1 – Новосибирско-Врангелевская складчатая система; 2 – мезо-кайнозойский осадочный чехол; 3 – граница Новосибирско-Врангелевской складчатой области; 4 – границы структур чехла; 5 – тектонические нарушения: а – сбросы, б – надвиги

зойских отложений, проведение детальных структурных исследований, отбор образцов для биостратиграфического изучения и проб разновозрастных обломочных пород для трекового датирования апатитов. В результате полевых исследований и последующей камеральной обработки результатов были получены новые данные по геологическому строению о. Новая Сибирь, морфологии, возрасту и генезису складчато-надвиговых деформаций острова.

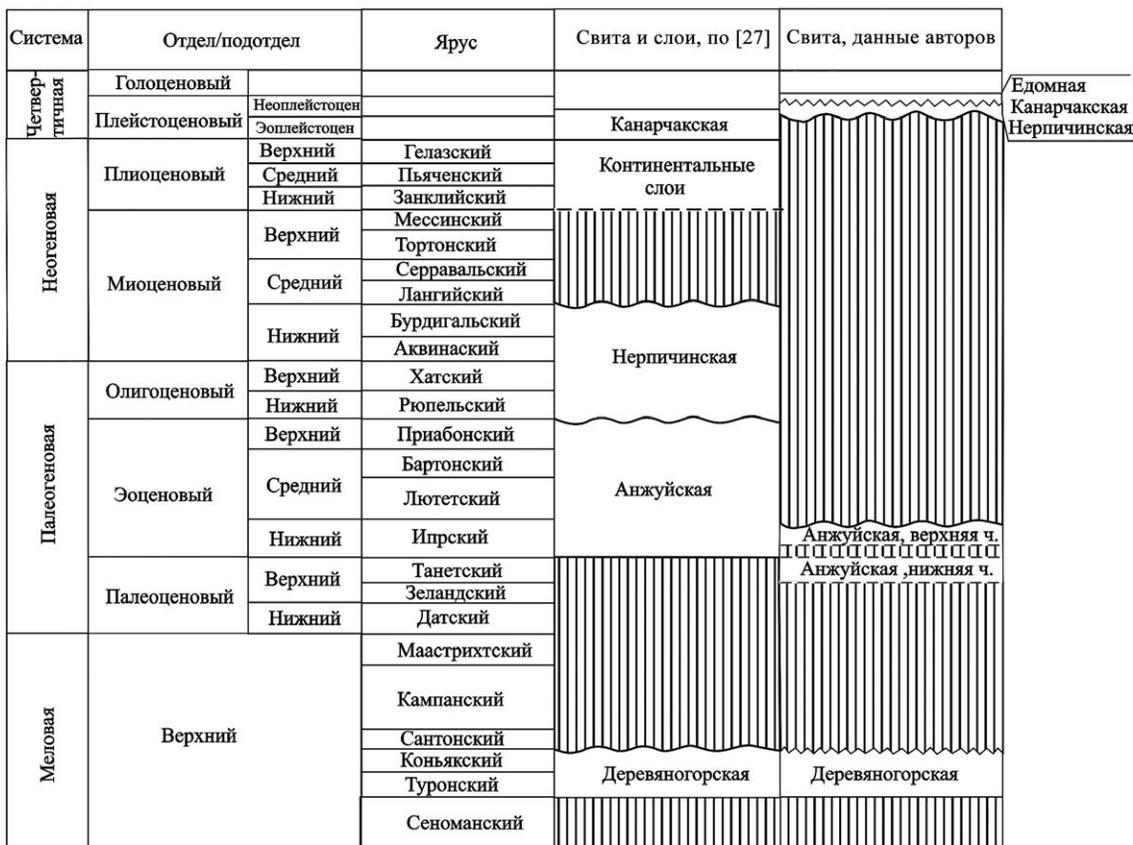
Целью нашей статьи является установление характерных черт формирования структур, интерпретация полученных данных и анализ результатов наших исследований, позволяющие

уточнить геологическое строение, а также существующие модели тектонической эволюции изучаемого региона.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Остров Новая Сибирь расположен в северо-западной части Новосибирского прогиба (рис. 1) [10, 14]. На севере прогиб граничит с поднятием Де Лонга по разломам и с северной структурной террасой по неотчетливому перегибу в кровле фундамента на глубине около 5 км. На юго-западе и юге граница прогиба совпадает с зонами тектонических нарушений и проводится на большем протяжении

А



Б

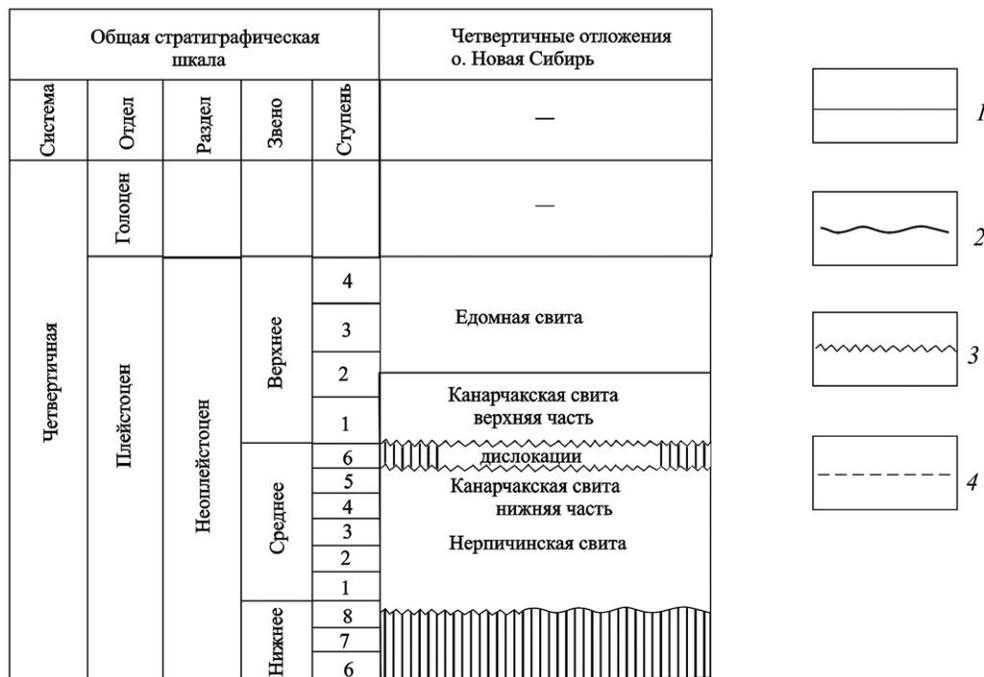


Рис. 2. Стратиграфическая схема осадочных отложений о. Новая Сибирь: мезо-кайнозойских (А), четвертичных (Б).

1 – согласный стратиграфический контакт; 2 – стратиграфическое несогласие; 3 – угловое несогласие; 4 – взаимоотношения неясны

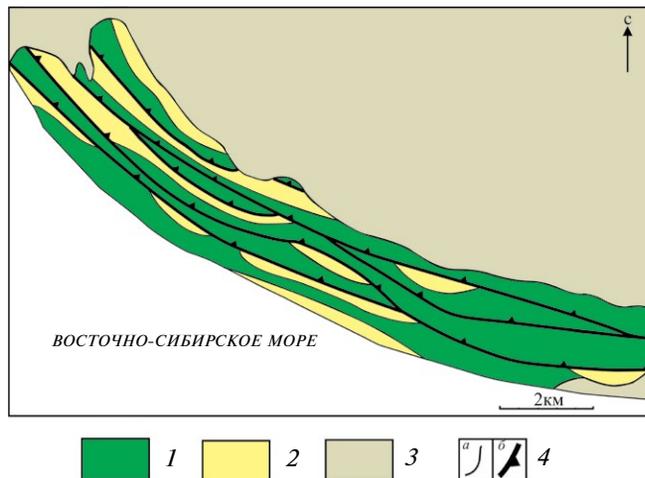
примерно по изогипсе 3 км подошвы осадочного чехла. Новосибирский прогиб выполнен терригенными толщами апт–кайнозойского возраста мощностью до 5 км и более, расчленен на частные прогибы и поднятия и нарушен многочисленными разломами [10, 27]. В меловом комплексе предполагается наличие отдельных потоков кислых и основных лав с примесью пирокластики. В позднекайнозойской части разреза на северо-западе прогиба вдоль его северного борта, по-видимому, присутствуют эффузивные щелочные базальты, известные на о. Жохова, о. Вилькицкого и поднятии Де Лонга.

Самые древние известные на острове нерасчлененные юрские терригенные породы вскрыты несколькими картировочными скважинами в северной и северо-западной части острова. Их выходы на дневную поверхность не обнаружены. В основании видимого разреза [27] в юго-западной части острова залегают турон-коньякские (деревяногорская свита) вулканогенно-терригенные отложения с прослоями бурых углей, перекрытые с разрывом условно верхнеэоценовой (плиоценовой) терригенной толщей [5]. В северо-западной части острова и на некоторых северных мысах выходят угленосные эоценовые отложения анжуйской свиты, с разрывом перекрытые олигоцен-нижнемиоценовыми прибрежно-морскими отложениями нерпичинской свиты, которые, в свою очередь, перекрыты плиоцен-нижнечетвертичной канарчакской свитой морского и прибрежно-морского генезиса. Южная, юго-восточная и центральная части острова покрыты чехлом верхнеплейстоценовых озерно-аллювиальных осадков [10, 13, 14, 16, 17, 27, 37, 38].

На острове широко развиты ледогрунты и ледовые льды, наибольшая мощность которых наблюдается в Бухте Мира. В 2001–2003 г. на о. Новая Сибирь и о. Фаддеевский ледовые льды и вмещающие их отложения были детально изучены. Был установлен ледниковый генезис ледовых льдов [1, 28], собраны многочисленные доказательства однократного плейстоценового оледенения части островов Анжу в конце среднего неоплейстоцена [2, 3, 4, 21]. Было показано, что интенсивные дислокации доледниковых отложений на островах Новая Сибирь и Фаддеевский, связаны с деятельностью ледника, а весь комплекс этих отложений, по сути, является основной чешуйчатой мореной, на которой залегают абляционная морена и, выше, прибрежно-морские отложения. На основании биостратиграфических данных и результатов  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  датирования возраст оледенения был определен как конец среднего неоплейстоцена, также был уточнен возраст нерпичинской и канарчакской свит [2, 3, 4].

#### Возраст комплексов

В результате проведенных нами исследований было установлено, что на дневную поверхность о. Новая Сибирь выходят нарушенные дизъюнк-



**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта западной части участка Деревянные горы (по данным [27, 37], с изменениями и дополнениями).

1 – верхнемеловые отложения; 2 – нижне-средне-неоплейстоценовые отложения; 3 – верхнеэоценовые – четвертичные отложения; 4 – геологические границы: а – стратиграфические, б – надвиги

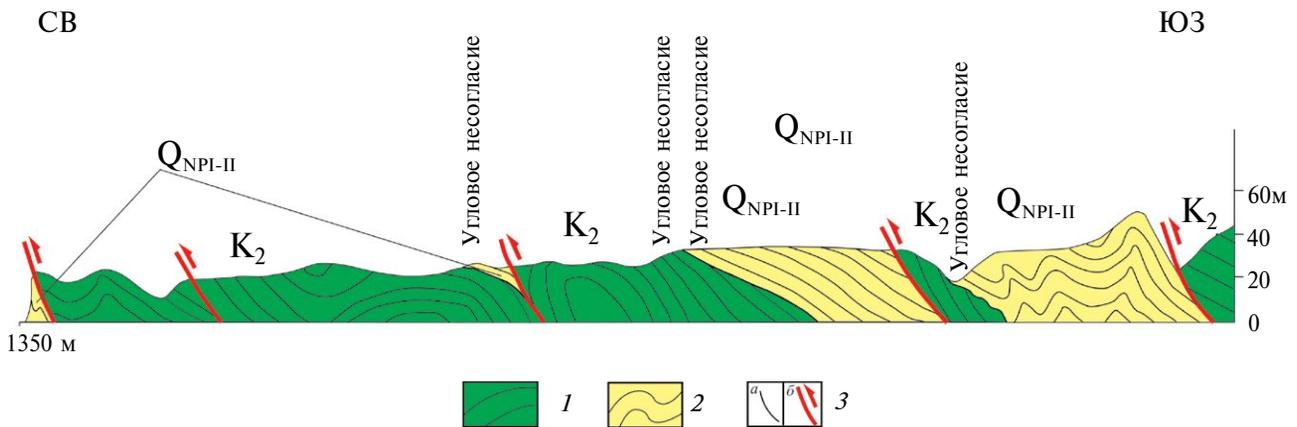
ктивными и пликтивными дислокациями верхнемеловые, палеоцен-эоценовые и нижне-среднеэоценовые осадочные отложения, перекрытые недислоцированными верхнеэоценовыми отложениями (рис. 2 а, б).

**Верхний мел.** Верхнемеловые отложения на острове представлены угленосной деревяногорской свитой, которая вскрывается в юго-западной части острова вблизи м. Утес Деревянных Гор и слагает возвышенность Деревянные Горы [7, 27, 37]. Свита, представлена прибрежно-континентальными и прибрежно-морскими туфогенными глинами, алевролитами и песчаниками, а также псаммитовыми, алевролитовыми и пелитовыми туффитами с прослоями риолитовых пеллов и пластами бурых углей. Общая видимая мощность свиты составляет около 95 м. С угловым несогласием и разрывом их перекрывает четвертичные отложения нерпичинской свиты, совместно с которой меловые отложения выполняют складчатые и надвиговые структуры.

В деревяногорской свите выделено три толщи. Нижняя и средняя толщи деревяногорской свиты – флороносные, в туффитах и туфопесчаниках по всей площади распространения толщ периодически встречаются углефицированные отпечатки ископаемых растений.

Датирование свиты, произведено на основании анализа палеофлористических комплексов острова и сопоставления их с одновозрастными комплексами северо-востока России, и соответствует возрастному диапазону от туронского до коньякского века позднего мела [6, 8, 24, 30, 31, 34].

**Палеоген.** Исследования спорово-пыльцевых комплексов, позволили установить, что анжуйская



**Рис. 4.** Схематический структурный разрез через центральную часть участка Деревянные горы. Показано: положение слоистости (структурные линии) в верхнемеловых и ниже-среднеплейстоценовых породах; направление (стрелки) смещения по разломам. 1–2 – отложения: 1 – верхнемеловые, 2 – ниже-среднеплейстоценовые; 3 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические

свита, ранее считавшаяся только эоценовой [27], на самом деле включает верхнепалеоценовые (танет) и нижнеэоценовые (ипр) отложения. Взаимоотношения между отдельными частями анжуйской свиты установить не удалось, поскольку они нигде не вскрываются в едином разрезе.

Верхнепалеоценовые отложения нижней части анжуйской свиты, распространены на востоке мыса Высокий и на мысе Пестрый. Эти прибрежно-морские толщи всюду представлены глинами и алевролитами с подчиненными маломощными пластами бурых углей. Видимая мощность разреза около 30 м.

Верхняя, нижнеэоценовая, часть анжуйской свиты, распространена на самом севере мыса Высокий. Также прибрежно-морские отложения представлены здесь в отличие от верхнепалеоценовой части разреза алевролитами, глинами и бурыми углями приблизительно равной мощности. Видимая мощность разреза около 56 м.

Палеогеновые толщи со стратиграфическим несогласием перекрываются четвертичными отложениями, часть из которых также деформированы.

**Четвертичная система.** Выделенные ранее на о. Новая Сибирь нерпичинская, канарчакская и едомная свиты на основании биостратиграфических данных отнесены в настоящей работе к неоплейстоцену (см. рис.2, б). Нерпичинская свита залегает в основании разреза четвертичных отложений острова и представлена алевролитами и песками с прослоями конгломератов и авхтонных торфяников прибрежно-морского и прибрежно-континентального генезиса. Мощность свиты достигает 60 м.

На мысах северной части острова нерпичинская свита с размывом залегает на палеогеновых отложениях без видимого углового несогласия. Она имеет трансгрессивно-регрессивное строение и вверх по разрезу переходит в ледогрунты нижней части канарчакской свиты, которые также интенсивно

дислоцированы. В прибрежно-морских фациях свиты часто встречаются раковины моллюсков, найдены бентосные фораминиферы.

Состав комплекса моллюсков из нерпичинской свиты, – составляют виды, которые обитают в настоящее время на сублиторали при нормальной и пониженной солености вод при небольших положительных и отрицательных температурах [23, 25]. Присутствие *Macoma cf. balthica* и *Portlandia arctica* свидетельствуют о том, что некоторые части нерпичинской свиты формировались вблизи устьев рек при значительном распреснении придонных вод [25, 29].

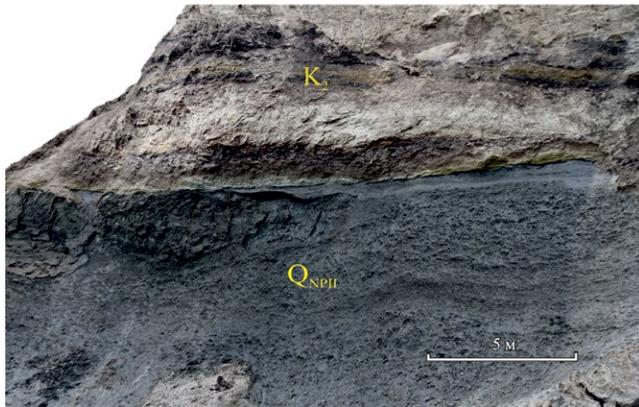
Биогеографический состав комплекса моллюсков, ядро которого составляют:

- арктическо-бореальные виды (62%),
- арктические (15%),
- бореальные (15%).

Данные виды обнаруживают некоторое сходство с плейстоценовыми фаунами Чукотского полуострова [22]. Однако наибольшее сходство выявляется при сравнении биогеографического состава комплекса моллюсков нерпичинской свиты и карагинских слоев Восточной Камчатки [23], а также с составом современной фауны двустворчатых моллюсков Анадырской подобласти высокобореальной Берингийской провинции [25]. Таким образом, сходство с плейстоценовыми фаунами Чукотского полуострова и отсутствие ископаемых форм моллюсков [9] позволяет оценить возраст нерпичинской свиты в пределах нижне-среднего неоплейстоцена.

Встреченный в отложениях нерпичинской свиты комплекс четвертичных бентосных фораминифер по заключению включает *Elphidiella groenlandica*, *Haynesina orbiculare*, *Elphidium ustulatum*, *Elphidium bartletti*, *Elphidium clavatum*, *Pyrgo williamsoni*, *Buccella sp.*, *Quinqueloculina sp.* Судя по составу комплекса, отложения формировались в неглубоком

3



**Рис. 5.** Тектонический контакт верхнемеловых отложений с пластовыми льдами среднего неоплейстоцена на участке Деревянные горы.

(20–50 м) морском бассейне при сильном влиянии опреснения. Температурный режим близок к межледниковому (межстадиальному). Возраст отложений, судя по наличию вида *Elphidium ustulatum*, — четвертичный, древнее ~130 тыс лет.

В результате спорово-пыльцевого анализа разрезов северных мысов острова по установлено, что нерпичинская свита отлагалась в условиях более теплого и мягкого климата по сравнению с современным. Все изученные спектры достаточно однотипны. Отличия между ними сводятся к колебаниям количественного состава пыльцы *Pinus s/g Haploxylon*, *Betula sect. Nanae* и *Duschekia* в группе деревьев и кустарников и *Syringaceae* и *Roaceae* среди трав и кустарничков и достаточно небольшого изменения качественного состава трав. На основании близости изученных спектров, присутствия в их составе до 40% пыльцы древесно-кустарниковой группы, наличия переотложенных форм, пресноводных водорослей *Botryococcus* и *Pediastrum*, выдерживающих небольшую соленость вод, можно сделать вывод о формировании их в прибрежно-морских условиях. Изученные спектры имеют черты как межледниковых, так и ледниковых. [18, 19, 20]. Возраст рассматрива-

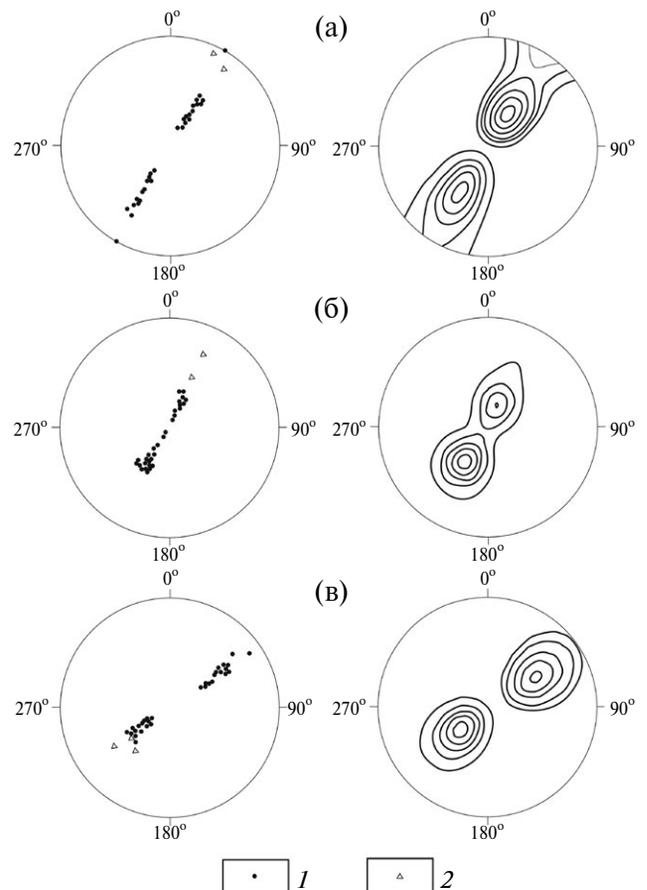
В

емых спорово-пыльцевых комплексов определяется как среднееплейстоценовый.

На юге острова на меловых отложениях с угловым несогласием залегает 40 метровая толща песков и алевритов озерно-аллювиального генезиса, отнесенных ранее к плиоцену [27]. В грубозернистых песках в основании этой толщи найден дистальный эпифиз лучевой кости крупной формы древней лошади рода *Equus*. Очень крупные размеры указывают на то, что это либо прогрессивная форма подрода *Equus (Plesippus)*, либо очень архаичная форма подрода *Equus (Caballus)*. Исходя из представлений о времени обитания указанных форм, возраст ее можно оценить в диапазоне от конца раннего до конца среднего неоплейстоцена.

Палинологический анализ этих отложений показал, что отложения формировались в климатических условиях более теплых, чем современные. Доминирование древесной и кустарниковой пыльцы в общем составе палиноспектров, присутствие экзотов — *Abies*, *Picea*, *Pinus sylvestris*, *Alnus*, *Betula sect. Albae*, *Betula sect. Costatae*, позволяет предположить среднееплейстоценовый возраст палинокомплексов.

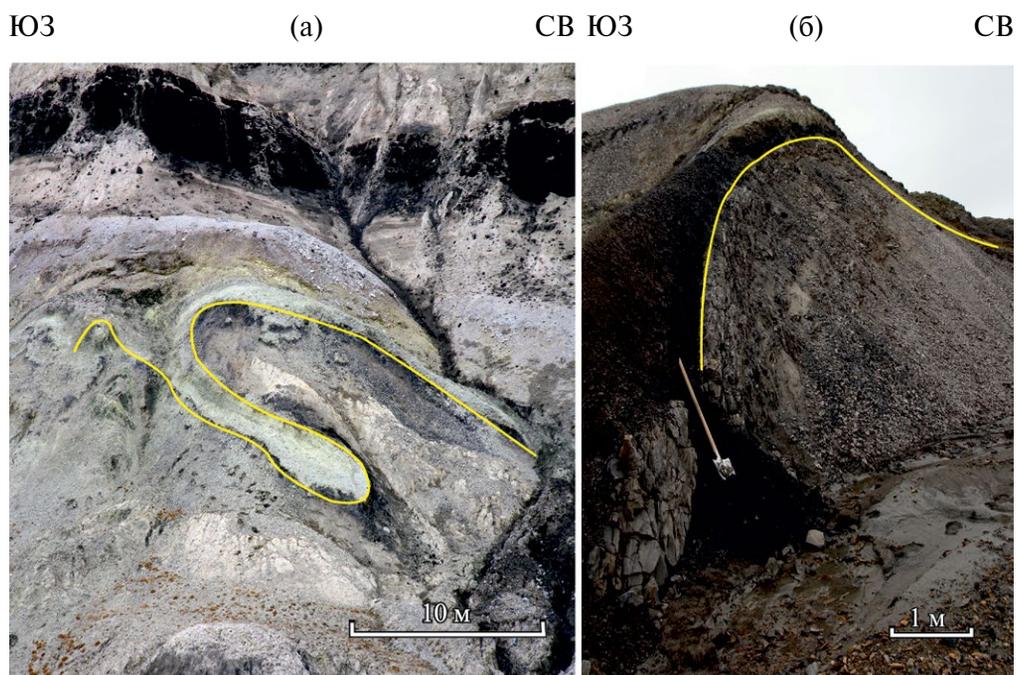
Минералогический состав обломочного материала толщи песков и алевритов, залегающей на верхнемеловых отложениях на юге острова, близок к таковому нерпичинской свиты, что свидетельствует о единых источниках сноса. Кроме того, эта толща



**Рис. 6.** Стереогаммы: равноугольная проекция, верхняя полусфера (точечные и в изолиниях) залегания полюсов слоистости в складках на участке Деревянные горы.

(а)–(б) — складки юго-западной вергентности: (а) — в верхнемеловых породах проведено 37 замеров, (б) — в четвертичных породах проведено 35 замеров, (в) — складки северо-восточной вергентности: в верхнемеловых и четвертичных породах проведено 35 замеров.

1–2 — полюса слоистости: 1 — нормальные залегания, 2 — опрокинутые залегания



**Рис. 7.** Изоклиная зигзагообразная (а) и открытая асимметричная (б) складки ЮЗ vergentности в породах верхнего мела.

и ниже-среднеплейстоценовая нерпичинская свита одновозрастны. В совокупности это позволяет рассматривать указанные отложения континентальной фацией нерпичинской свиты.

Таким образом, на основании биостратиграфических данных возраст нерпичинской свиты может быть определен как конец раннего неоплейстоцена – средний неоплейстоцен.

Стратиграфически вверх нерпичинскую свиту надстраивают ледогрунты и пластовые льды канарчакской свиты, в прибрежно-морских песках и алевролитах которой, как и в нерпичинской свите, встречаются раковины *Portlandia arctica*. Важно отметить, что ледогрунты и пластовые льды канарчакской свиты (условно нижней ее части) интенсивно дислоцированы, тогда как прибрежно-морские отложения верхней части залегают горизонтально и, как правило, с резким угловым несогласием. Таким образом, канарчакская свита не является единым геологическим телом, что ставит под сомнение правомочность ее выделения в прежнем объеме. Правильней считать, что нижняя часть канарчакской свиты, наращивает вверх нерпичинскую свиту (являясь ее льдистой ледниково-морской фацией). Верхняя недислоцированная часть канарчакской свиты, представлена трансгрессивно-регрессивными морскими отложениями, выполняющими формы рельефа, которые по морфологии напоминают морскую террасу. Во всех отношениях отличная от нерпичинской свиты «верхняя» часть канарчакской свиты может претендовать на то, чтобы быть признанной канарчакской свитой в новом объеме.

Из вышеизложенного следует, что деформации меловых, палеогеновых и ниже-среднеплейстоценовых отложений на о. Новая Сибирь произошли на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена во время изотопной стадии МИС 6, в интервале 130 – 180 тыс лет.

#### Данные структурного анализа

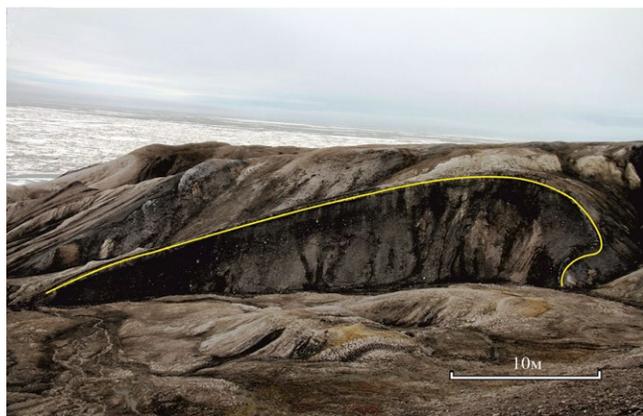
Проведенные исследования показали, что распространённые на о. Новая Сибирь стратиграфические комплексы претерпели единый глав-



**Рис. 8.** Складки в породах нижнего–среднего неоплейстоцена участка Деревянные горы. Справа показана открытая асимметричная складка ЮЗ vergentности, слева показана складка СВ vergentности.

ЮЗ

СВ



**Рис. 9.** Асимметричная складка СВ вергентности в породах верхнего мела участка Деревянные Горы.

ный этап деформации, в ходе которого были дислоцированы одинаково, поэтому полученные нами структурные данные мы рассматриваем не по возрасту структурно-вещественных комплексов, а по участкам.

**Деревянные Горы.** Участок Деревянные Горы расположен в юго-западной части о. Новая Сибирь и представляет собой приподнятый участок побережья, протягивающийся в запад–северо-западном направлении. Структура участка Деревянные Горы представляет собой зону развития складчато-надвиговых деформаций северо-западного простирания и юго-западной вергентности протягивающуюся вдоль берега на расстояние около 16 км. Видимая ширина зоны составляет от 3 до 4 км.

Структура Деревянных гор контролируется надвигами северо-западного простирания и юго-западной вергентности, по которым происходит счешуивание разреза (рис. 3). Наиболее отчетливо эти разрывные нарушения устанавливаются при надвигании верхнемеловых пород на породы четвертичного возраста (рис. 4). Углы падения плоскостей сместителей этих надвигов варьируют от  $15 - 20^\circ$  до  $35 - 40^\circ$ . В строении участка выделяются до 6 чешуй надвинутых в юго-западном направлении. Отметим отсутствие тектонитов, т.е. зон брекчирования, катаклаза и милонитизации, глинок трения на границах чешуй, что крайне не характерно для складчато-надвиговых структур.

На крайнем юго-западе участка отложения верхнего мела надвинуты на пластовые льды средне-неоплейстоценового возраста ( $Q_{NPII}$ ), в настоящее время относимые к «нижней части» канарчакской свиты (рис. 5).

Надвиги внутри верхнемеловой толщи диагностируются гораздо более сложно. Распознаются эти разрывные нарушения по зонам интенсивной складчатости и сдвиганию разрезов.

Складки, развитые в разновозрастных породах исследуемого района, чаще всего приурочены

к зонам надвигов и характеризуются отчетливой асимметрией и вергентностью в юго-западном направлении. Преобладают падения  $30-40^\circ$  на северо-восточном и  $55-70^\circ$  на юго-западном крыле (рис. 6 а, б). Среди них встречаются как сильно сжатые, практически изоклиналильные структуры (рис. 7, а), как правило, маркирующие зоны надвигов, так и более открытые асимметричные складки ЮЗ вергентности (см. рис. 7, б).

Следует отметить, что, несмотря на выделенное выше несогласие между породами верхнего мела и нижнего-среднего неоплейстоцена ( $Q_{NPII}$ ) отнесенных нами к нерпичинской свите, складки, развитые в породах обоих возрастов в пределах Деревянных гор не отличаются ни по морфологии, ни по вергентности (см. рис. 6 а, б, см. рис. 7, рис. 8). Все описанные структуры характеризуются отчетливой асимметрией, т.е. падение одного крыла значительно превышает падение второго. В складках юго-западной вергентности юго-западное крыло круче северо-восточного. Подобные складки характерны для зон надвигов и более крутое крыло указывает на направление перемещения чешуй. Все складки характеризуются углами падения на крыльях от  $5$  до  $25-30^\circ$ , редко  $40$  градусов на северных и от  $30^\circ$  до  $75-80$  градусов на южных крыльях (см. рис. 6 а, б). Часто наблюдаются опрокинутые залегания, особенно характерные для сжатых складчатых форм. Размах крыльев структур меняется от первых метров до десятков и первых сотен метров.

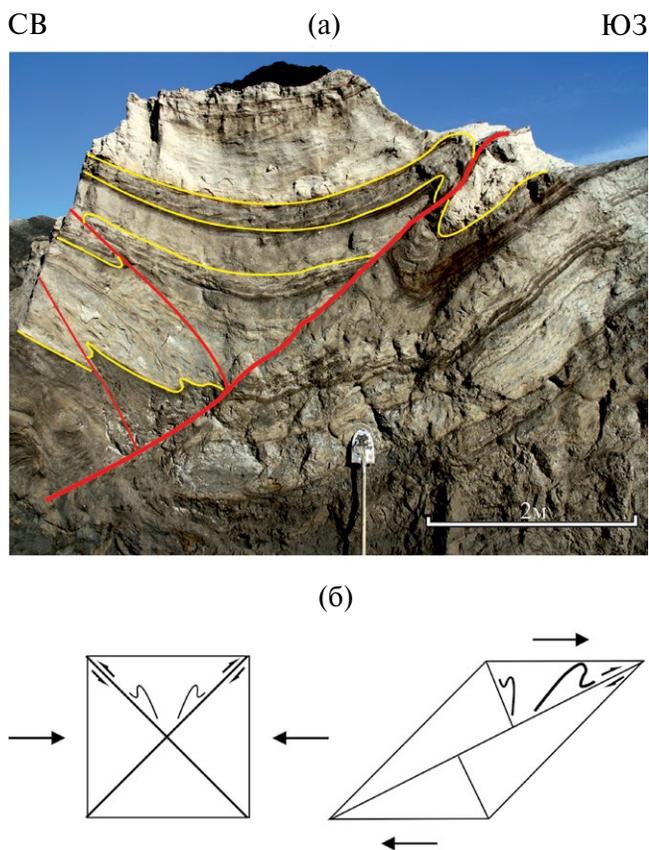
Наряду со складками юго-западной вергентности, в строении участка принимают участие и развитые более локально асимметричные складки противоположной северо-восточной вергентности (рис. 9). Эти складки, как и складки ЮЗ вергентности развиты в породах, как верхнего мела так и нижнего-среднего неоплейстоцена (см. рис. 8, см. рис. 9). Они не отличаются от складок противоположной

СВ

ЮЗ



**Рис. 10.** Надвигание складок ЮЗ вергентности на складки СВ вергентности в верхнемеловых породах.



**Рис. 11.** Соотношение складок СВ вергентности и ЮЗ вергентности в породах верхнего мела (а) и схема формирования структур на начальном и конечном этапе (б).

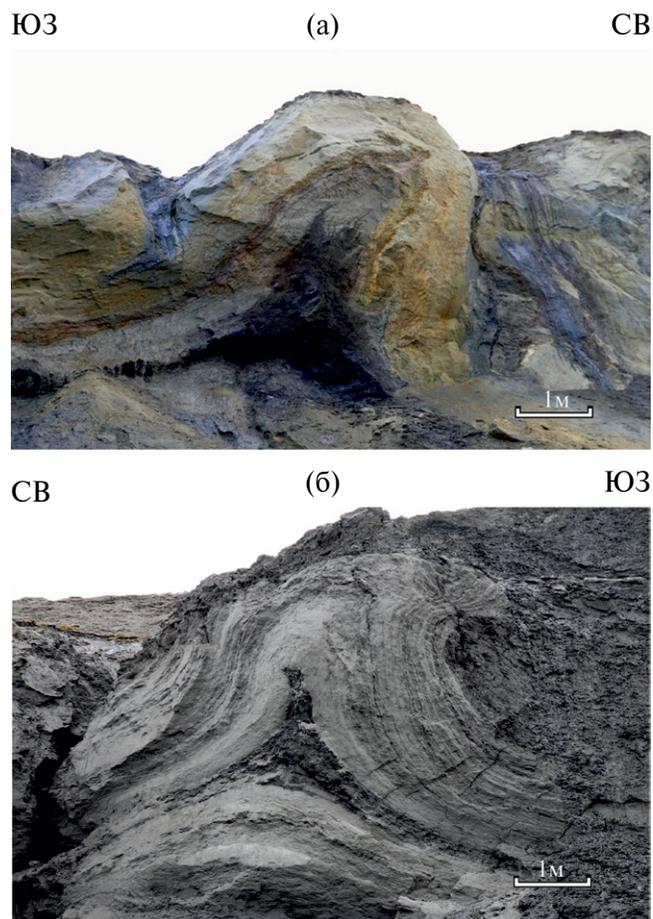
Показано (стрелки) направление действующих сил.

вергентности ни морфологией ни размахом крыльев, хотя сжатые, изоклиналильные формы среди них встречены редко. Падения на ЮЗ крыльях меняются от  $10^0$  до  $30^0$ , а на северо-восточных – от  $40^0$  до  $80^0$ , вплоть до опрокинутых залеганий (см. рис. 8 б, в). Практически везде слои, смятые в складки южной вергентности, надвинуты на складки СВ вергентности, как в верхнемеловых, так и в четвертичных осадочных комплексах (см. рис. 8, рис. 10). Обратных соотношений отмечено не было.

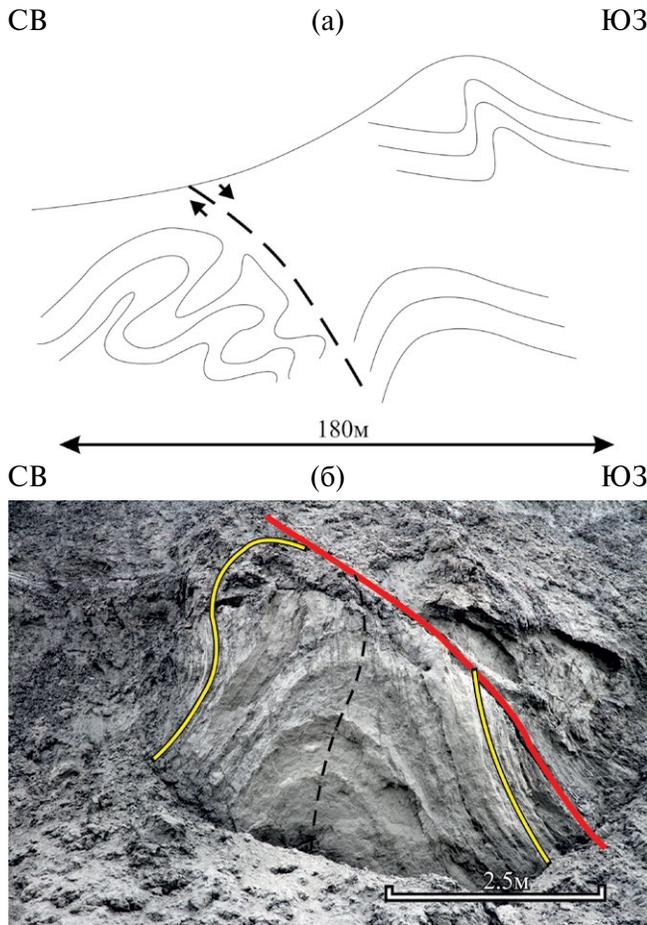
Несмотря на эти взаимоотношения, представляется что образование складок обеих вергентностей было близко по времени, поскольку в них смяты разновозрастные комплексы, и деформации, которым они подверглись также идентичны, следовательно временной промежуток, для их проявления был достаточно коротким. Как представляется, моделью формирования складок обеих вергентностей может служить обнажение верхнемеловых туфогенных песков в центральной части изучаемого района (рис. 11, а). Здесь развита сопряженная система надвиговых трещин, к которым приурочены складки как юго-западной, так и северо-восточной вергентности. Отметим, что складки юго-западной вергентности крупнее и развиты гораздо лучше

складок северо-восточной вергентности. Складки развиваются вдоль поверхности смесителей надвигов (см. рис.11). Очевидно, что при надвигообразовании возникло препятствие мешавшее дальнейшему перемещению пород, и в условиях установившегося двустороннего сжатия, складывались сопряженные надвиги обоих, СВ и ЮЗ вергентностей, вместе с соответствующими им складками (см. рис. 11, б). Однако, в дальнейшем, при развитии продолжающегося надвигания в ЮЗ направлении, при смене обстановки двустороннего сжатия обстановкой простого сдвига реализовывались лишь надвиги и складки ЮЗ вергентности, а противоположные им структуры срезались и пассивно перемещались по надвигам ЮЗ вергентности. Таким образом, формирование складок СВ и ЮЗ вергентности отражает единый процесс надвигания в юго-западном направлении с формированием типичных ретронадвиговых структур.

Более поздними нарушениями структуры Деревянных гор являются наблюдаемые в центральной и восточной части участка несовпадения границ комплексов на разных бортах долин ручьев ориентированных в северо-восточном направлении. Ве-



**Рис. 12.** Складки в породах участка м. Высокий: палеоцена–эоцена (а), нижнего-среднего неоплейстоцена (б).



**Рис. 13.** Надвигание складок СВ вергентности на складки ЮЗ вергентности (а), переориентация складки ЮЗ вергентности (б), расположенных на северо-западной оконечности м. Высокий.

личина этих смещений, как правило, не превышает 25–50 м, изредка достигая 100 м. Все наблюдаемые смещения имеют левосторонний характер, что позволяет предположить, что они являются левосторонними сдвигами или сбросо-сдвигами.

**Северное побережье острова.** В строении северного побережья острова в основном участвуют осадочные породы ниже-среднеоценовой нерпичинской свиты и среднеоценовые ледогрунты «нижней» части канарчакской свиты. Менее широко, на м. Высокий и м. Пестрый, развиты породы палеоцен-эоценового возраста. Деформированные породы палеогена – среднего неоплейстоцена запечатываются недеформированными отложениями верхнего неоплейстоцена («верхняя» часть канарчакской свиты). Детальные структурные исследования проводили на мысах Высокий, Жилой, Гористый и Каменный (см. рис. 1)

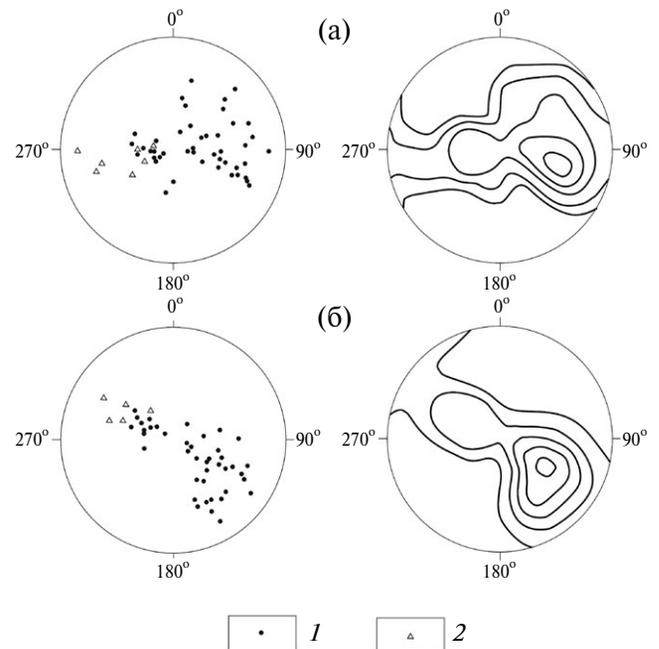
**Мыс Высокий.** Мыс Высокий сложен породами палеоцен-эоценового возраста, Существенную роль играют ниже-среднеоценовые осадочные породы и средне-неоплейстоценовые ле-

догрунты. Все породы деформированы в сходные по морфологии складки (рис. 12 а, б).

Как и в пределах Деревянных гор это типичные асимметричные структуры с различным падением на крыльях. С точки зрения теоретической механики структуры подобного типа образуются в условиях простого сдвига, в нашем случае это сдвиг в горизонтальной плоскости, т. е. надвиг и, как и в предыдущем случае складки могут маркировать поверхности срыва, однако при небольших смещения надвигание может происходить и в вязком режиме без образования явных поверхностей скола, с распределением надвигания по зонам интенсивной складчатости.

Однако вергентность складчатых структур и направленность структурной эволюции здесь несколько отличается от наблюдавшихся в пределах Деревянных гор. Наиболее ранними здесь являются складки юго-западной вергентности, на которые надвинуты слои смятые в складки северо-восточной вергентности (рис. 13, а), складки юго-западной вергентности испытывают при этом переориентацию осевых плоскостей (см. рис. 13, б).

Структуры СВ вергентности развиты лишь на западе полуострова у мыса Высокий и на самом мысу.



**Рис. 14.** Стереогаммы: равноугольная проекция, верхняя полусфера (точечные и в изолиниях) положения полюсов слоистости в складках, развитых в породах палеогена и нижнего-среднего неоплейстоцена, на участке м. Высокий.

(а) – складки в северной части м. Высокий: проведено 53 замера, (б) – складки в юго-восточной части м. Высокий: проведено 46 замеров.

1–2 – полюса слоистости: 1 – нормальные залегания, 2 – опрокинутые залегания

ЮЗ

СВ



Рис. 15. Изоклиальная складка в породах палеоцена–эоцена на юго-востоке м. Высокий.

При движении в восточном направлении простирание складок резко меняется и уже через 300–400 м от мыса Высокий складки приобретают восток-юго-восточную вергентность (рис. 14, а). Разворот структур может быть объяснен огибанием препятствия, обусловленного рельефом поверхности, по которой происходило надвигание.

Характерной особенностью складок является то, что они не охватывают всю толщу пород, а развиты в определенных пачках по которым, по всей видимости, и происходило смещение слоев. Движения происходили видимо неоднократно, таким образом, мелкие складки одного знака часто наблюдаются на разных крыльях более крупных структур. При движении в юго-восточном направлении вергентность складок продолжает меняться и через 7 км, на юго-востоке мыса структуры приобретают уже юго-восточную и даже юг-юго-восточную вергентность. Очевиден, таким образом, разворот структур к югу (см. рис. 14, б). Все складки являются асимметричными, часто сильно сжатыми структурами с размахом крыльев от первых метров до первых десятков метров (рис. 15).. Разница в падениях на пологих и крутопадающих крыльях редко превышает 15–20 градусов. При этом более крутопадающее крыло часто является опрокинутым. Другой характерной особенностью деформаций на м. Высоком является участие в деформациях ледогрунтов условно нижней части канарчакской свиты (рис. 16, а), причем вариации в вергентности в ледогрунтах еще выше, чем в осадочных комплексах. Практически это настоящие складки течения, в которых ориентировки шарниров меняются на протяжении от нескольких метров до первых десятков метров (см. рис. 16, б). Часто видно, что нерпичинские образования формируют останцы, лежащие на ледогрунтах. Ориентировка элементов залегания на этих останцах крайне неустойчива и не формирует какую-либо уверенно диагностируемую структуру. Вероятно, невыдер-

жанность структур в останцах можно объяснить течением в подстилающих ледогрунтах и оползанием пород по поверхности ледогрунтов.

Более поздними деформациями в районе м. Высокого являются малоамплитудные надвиги северо-западной вергентности и связанные с ними мелкие (размах крыльев 0,5–2 м.) складки. Эти надвиги нарушают палеоценовые отложения, также по ним происходит срыв, и надвигание пород четвертичного возраста на отложения палеогена. Эти структуры развиты преимущественно на юго-востоке полуострова, на котором расположен м. Высокий.

**Мыс Жилой.** Мыс Жилой сложен дислоцированными осадочными отложениями нижнего – среднего неоплейстоцена и ледогрунтами среднего неоплейстоцена. Складки в осадочных породах сильно сжатые, асимметричные с острыми замками, и изоклиальные с округлыми замками, опрокинутые на юг и юго-юго-восток (рис. 17). Размах крыльев структур меняется от нескольких метров до первых сотен метров. Часто наблюдаются со-

Ю

(а)

С



В

(б)

З



Рис. 16. Ледогрунты среднего неоплейстоцена, деформированные совместно с породами палеоцена–эоцена (а), деформированные ледогрунты среднего неоплейстоцена (б) на участке м. Высокий.



**Рис. 17.** Опрокнутые на юг изоклиналильные складки в породах нижнего–среднего неоплейстоцена на м. Жилой.

складчатые взбросы, иногда отмечается сдвигание слоев. Для ледогрунтов, как и на предыдущем участке, характерна невыдержанность залегания структур, особенно шарниров складок течения. Надвиговые дислокации чаще всего наблюдаются на контакте осадочных пород и ледогрунтов. Также как и на участке м. Высокий ледогрунты, вовлечены в совместные деформации с осадочными породами нерпичинской свиты.

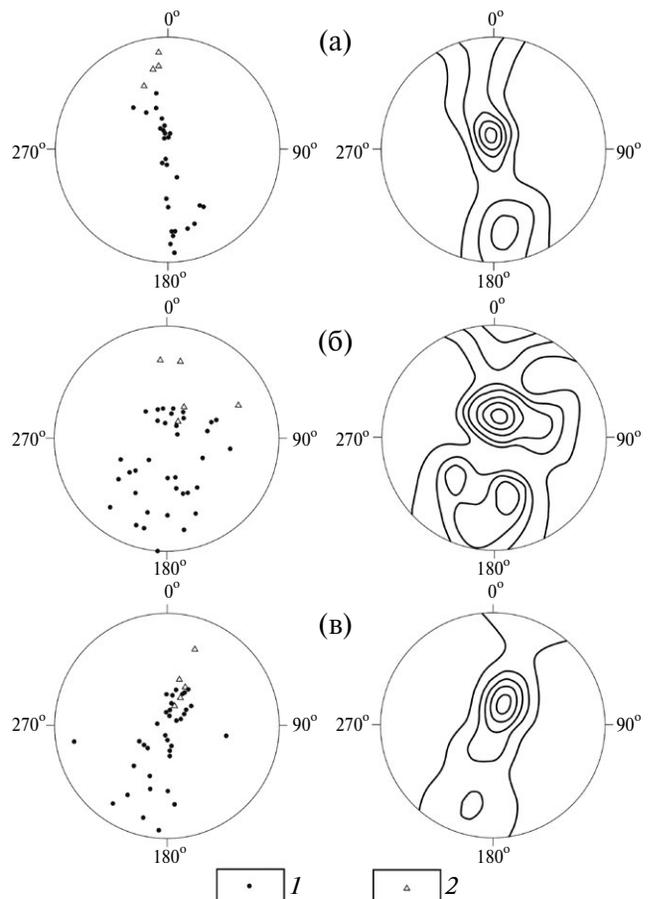
Для осадочных пород четвертичного возраста мыса Жилой характерна исключительно южная и юг-юго-восточная вергентность складчатых структур (рис. 18, а). Возможно, что здесь продолжается закономерный разворот структур, к югу наблюдавшийся на м. Высокий, однако следует отметить, что наблюдения на м. Жилой велись вдоль береговых обрывов, а не были распределены по площади, как на м. Высокий.

**Мыс Гористый.** Мыс Гористый и его окрестности сложены осадочными породами нижнего – среднего неоплейстоцена деформированными совместно с ледогрунтами среднего неоплейстоцена (рис. 19, а). Часто осадочные породы, как и в районе м. Высокого, образуют останцы, залегающие на ледогрунтах, что, возможно, объясняет сильную изменчивость ориентировок складчатых структур, вследствие сильной зависимости ориентировки

структур останцов от структурного плана ниже лежащих ледогрунтов. Определенную роль может играть оползание осадочных пород останцов по поверхности ледогрунтов. Складки сильно сжатые, часто лежащие, размах крыльев не превышает нескольких десятков метров, простирания складок резко меняются, соответственно от восток-юго-восточной до южной и юго-западной меняется и вергентность (см. рис.18, б). Несмотря на это, все же преобладающей вергентностью складчатых структур мыса Гористый является южная.

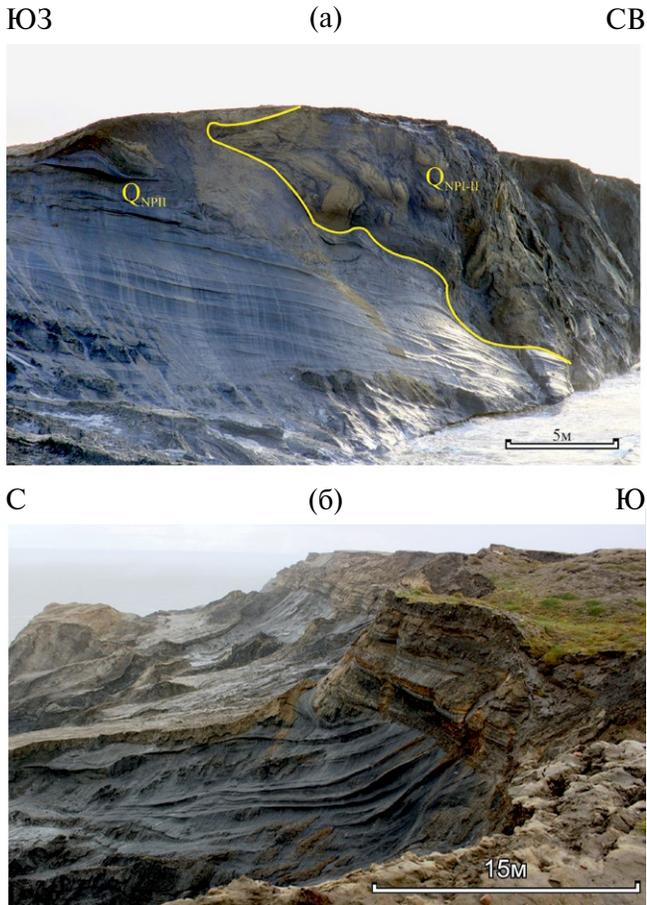
К западу от м. Гористый наблюдалось налегание недеформированных горизонтально залегающих осадков верхнего неоплейстоцена на деформированные ледогрунты среднего звена неоплейстоцена (см. рис. 19, б). Это угловое несогласие наблюдается по всей северной части острова, но именно здесь оно наиболее выразительно.

**Мыс Каменный.** Мыс Каменный, как и большая часть мысов севера острова Новая Сибирь, сложен осадочными породами нижнего – среднего неоплейстоцена и ледогрунтами среднего звена неоплейстоценового раздела. Осадочные породы смяты как в открытые асимметричные складки юго-западной вергентности, так и в сжатые лежащие складчатые формы, опрокинутые в юго-западном направлении (рис. 20, а, б). Для складок всех типов характерны округлые замки. Падения



**Рис.18.** Стереогаммы: равноугольная проекция, верхняя полусфера (точечные и в изолиниях) положения полюсов слоистости в складках, разбитых в породах нижнего–среднего неоплейстоцена, на участках м. Жилой, м. Гористый, м. Каменный. (а) – складки на м. Жилой: проведено 35 замеров, (б) – складки на м. Гористый: проведено 42 замера, (в) – складки на м. Каменный: проведено 43 замера.

1–2 – полюса слоистости: 1 – нормальные залегания, 2 – опрокинутые залегания



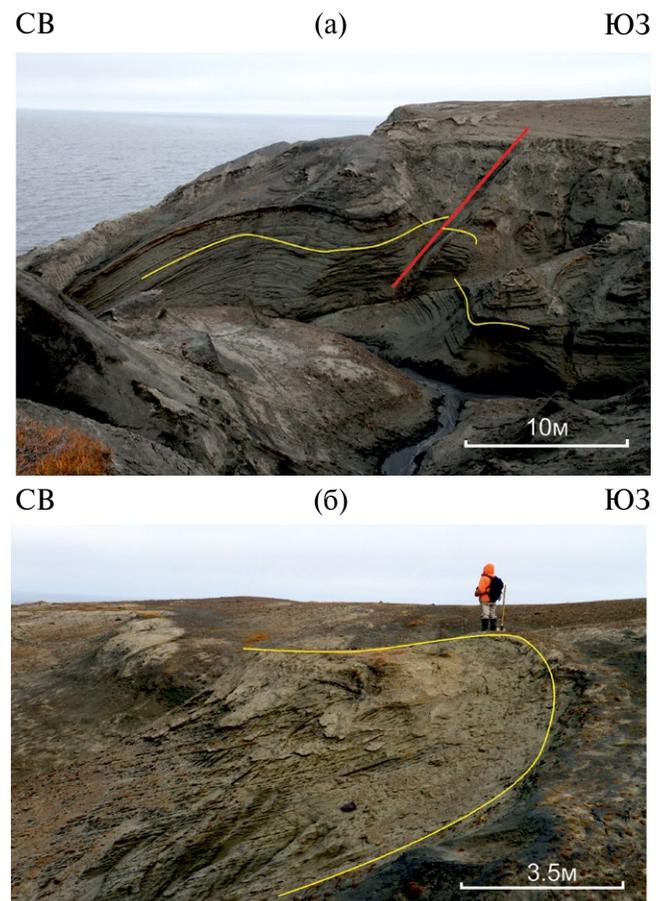
**Рис. 19.** Породы нижнего–среднего неоплейстоцена, деформированные совместно с ледогрунтами среднего неоплейстоцена (а) и налегание недеформированных горизонтально залегающих осадков среднего неоплейстоцена на деформированные ледогрунты среднего неоплейстоцена (б) на м. Гористый.

на крыльях асимметричных складчатых структур меняются  $20\text{--}35^\circ$  на пологом северо-восточном крыле, до  $60\text{--}75^\circ$  на крутом юго-западном крыле. Изредка в складках хорошо проявлен кливаж (см. рис. 20, б) кливаж, что необычно, учитывая то, что данные пликативные структуры сложена мерзлыми, но нелитифицированными породами. Размах крыльев структур от первых десятков до первых сотен метров, иногда структуры нарушены соскладчатыми взбросами. Особенности структур хорошо отражаются на стереограммах (см. рис. 18, в)

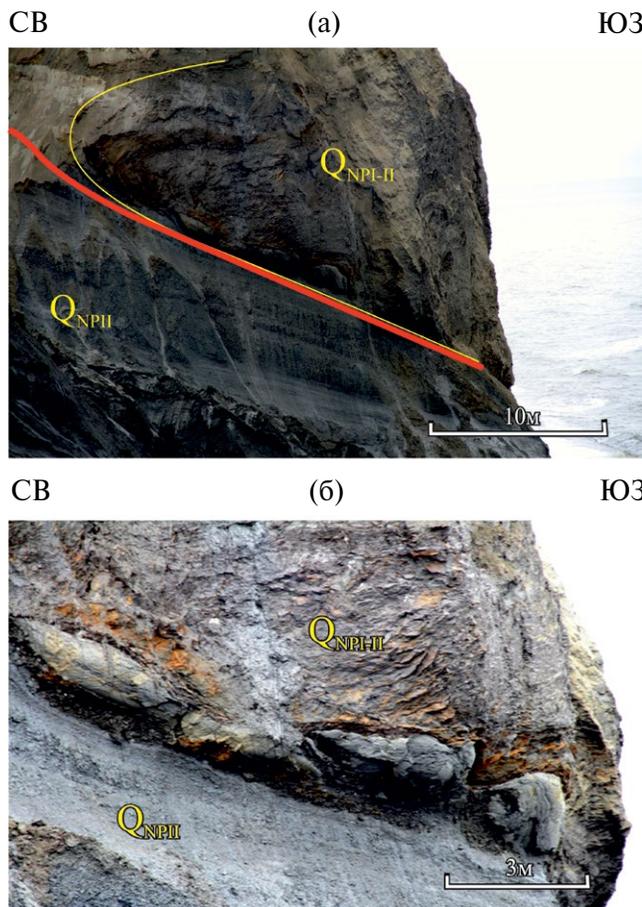
Как и на всех мысах северной части острова в деформациях участвуют ледогрунты. Здесь смятые в лежачую складку осадочные породы, надвинуты на ледогрунты в юго-западном направлении (рис. 21, а). Примечателен наблюдаемый будинаж мерзлых, но нелитифицированных пород нижнего – среднего неоплейстоцена на контакте с ледогрунтами (см. рис. 21, б).

Проведенные работы позволили выявить некоторую структурную неоднородность в строении северной и южной частей о. Новая Сибирь. Южная часть острова, изученная в районе Деревянных Гор, характеризуется выдержанностью простирания структур и единой структурной эволюцией в пределах изученного участка. Для северной же части острова характерна изменчивость ориентировок структур (рис. 22).

В целом устанавливается изменение вергентности от северо-восточной на м. Высоком до юго-западной на м. Каменном. Направленность структурной эволюции также отлична в южной и северной части острова, для которой не удается выявить общую деформационную историю. Более того, деформационная история различна и в пределах самих северных полуостровов, например последовательность деформаций, выявленная на м. Высоком, не наблюдается на остальных северных полуостровах, где мы видим лишь совместные складчатые деформации отложений осадочных пород с ледогрунтами и совместное их надвигание в южных румбах. Вергентность резко меняется даже в пределах одного мыса, как на м. Высоком



**Рис. 20.** Открытая складка ЮЗ вергентности (а) и сжатая лежачая складка, опрокинутая на юго-запад (б), на м. Каменный.



**Рис 21.** Надвигание смятых в лежащую складку пород нижнего–среднего неоплейстоцена на ледогрунты среднего неоплейстоцена (а), будинач пород нижнего-среднего неоплейстоцена вдоль надвигового контакта с ледогрунтами среднего неоплейстоцена (б) на м. Каменный.

и Гористом. Однако несомненно, что главный этап деформации был единым в пределах всего острова и датируется сменой деформированных комплексов недеформированными

#### Трековое датирование по апатиту

Из горных пород о. Новая Сибирь представлено 7 образцов для проведения трекового датирования апатита. Пробы отбирались из вулканогенно-осадочных и осадочных гляциодислоцированных пород (туффиты, туфопесчаники, гравелиты с песчаным заполнителем) верхнего мела и нижнего-среднего неоплейстоцена. В трех пробах из туффитов и туфопесчаников верхнего мела апатит не обнаружен.

Трековые возрасты получены для 4 образцов (таблица) из горных пород о. Новая Сибирь. Образцы из туфопесчаников верхнего мела содержат молочно-белые слабо и хорошо окатанные призматические зёрна, прозрачные хорошо и слабоокатанные удлиненные зерна. В песчано-гравийных от-

ложениях нижнего-среднего неоплейстоцена содержатся молочно-белые хорошо окатанные зёрна и прозрачные, слабоокатанные зерна. Идиоморфные неокатанные зерна отсутствуют.

Присутствие разновозрастных зерен (и/или популяций) апатита может быть объяснено разными причинами:

- сложной термальной историей образца;
- контрастным вещественным составом обломочных апатитов, отжиг треков в которых протекает при разных температурах;
- образец никогда не испытывал нагрева выше температуры закрытия трековой системы в апатите.

В первых двух случаях возраст молодой популяции апатита отражает время последнего термального воздействия, которому подверглась исследуемая порода. В последнем случае трековые возрасты имеют типичное обломочное распределение и отражают возрасты остывания апатита в источниках сноса.

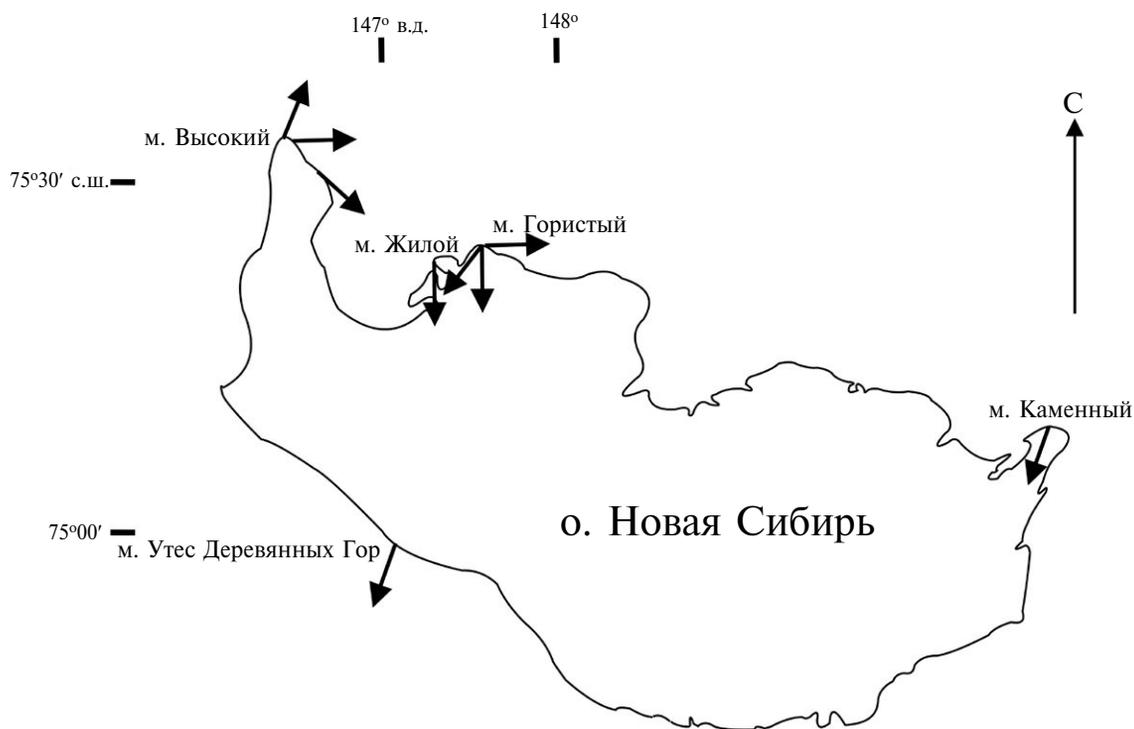
Все лабораторные процедуры были выполнены под руководством П.Б. О'Салливана в лаборатории GeoSep Services (г. Москоу, штат Айдахо, США). Был использован метод определения трекового возраста апатита с применением LA-ICP-MS масс-спектрометрии. Содержания атомов  $^{238}\text{U}$  определялось по соотношению изотопов  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  в апатите, определяемом масс спектрометром LA-ICP-MS дополненной z-калибровкой, позволяющей произвести вычисления индивидуального трекового возраста зерна и совокупной трековой датировки. Методика была детально описана в работе [32], с применением модифицированной зета-калибровки по [33, 35]. Для z-калибровки апатита использовался стандарт DUR.

Значения совокупных трековых возрастов 123.8 млн лет, 125.4 млн лет и 123.8 млн лет (см. таблицу) для пород турон–коньякского и 165.4 млн лет для нижне-среднеоплейстоценового возраста не могут интерпретироваться как возраст остывания породы, так как они древнее стратиграфического возраста отложений из которых отобраны проанализированные образцы, составляющего соответственно  $93.9\text{--}86.3\pm 0.5$  млн лет и  $0.781\text{--}0.126$  млн лет согласно [36].

Таким образом, после осадконакопления опробованные отложения никогда не подвергались воздействию температур выше температур закрытия трековой системы в апатите ( $\sim 80\text{--}120^\circ\text{C}$ ). Полученные трековые возрасты отдельных зерен апатита отражают возрасты остывания этих зерен в источниках сноса.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Суммируя приведенные данные нашего исследования, мы можем сформулировать следующие положения о характере складчато-надвиговых дислокаций на о. Новая Сибирь.



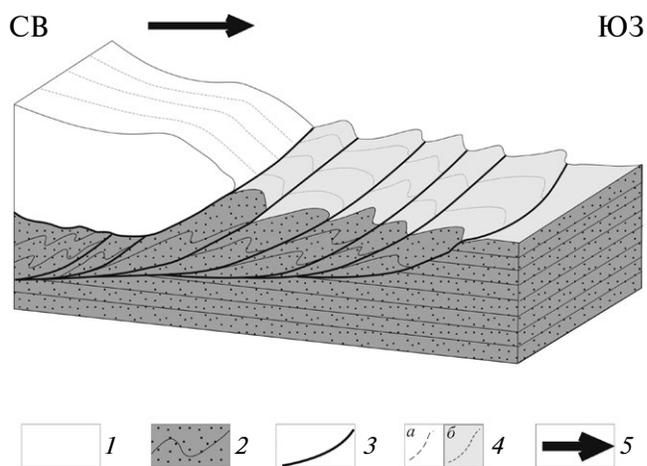
**Рис. 22.** Вариации вергентности складчатых структур на о. Новая Сибирь. Показаны (стрелки) направления вергентности складок на исследуемых участках.

Первым и главным фактором, определяющим природу дислокаций острова является их возраст. Нашими работами установлено, что на всем острове деформированные комплексы мела–среднего неоплейстоцена запечатываются недеформированными верхне-неоплейстоценовыми отложениями, т.е. время деформаций может быть определено, как конец среднего неоплейстоцена. Это также подтверждается участием в деформациях в пределах Деревянных Гор ниже–средне-неоплейстоценовых отложений и надвигание верхнемеловых комплексов этого участка на ледогрунты средне-неоплейстоценового возраста. В Российском секторе Арктики отсутствуют складчато-надвиговые пояса этого возраста, типичные складчатые пояса тектонического происхождения четвертичного возраста вообще неизвестны в полярных областях.

Существенным признаком является нелитифицированность пород складчатых комплексов острова практически неизвестная в фанерозойских складчато-надвиговых поясах.

Анализ трековых данных, полученных для 4 образцов из разновозрастных осадочных пород о. Новая Сибирь показывает, что трековые возрасты не могут интерпретироваться как возраст остывания породы. Полученные трековые возрасты апатита оказались древнее стратиграфического возраста отложений, из которых отобраны проанализированные образцы и отражают возрасты остывания апатита в источниках сноса. После формирования опробованные отложения никогда не подвергались воздействию температур выше

температур закрытия трековой системы в апатите (~80–120° С) даже в самых дислоцированных комплексах острова. Невозможно представить себе подобные температурные условия в ходе тектонических деформаций, для определения возраста окончания которых и установления времени экзугумации деформированных комплексов как раз



**Рис. 23.** Графическая модель образования гляциодислокаций на о. Новая Сибирь.

Показано (структурные линии) положение слоистости.

1 – лед; 2 – осадочные породы мезозоя–кайнозоя; 3 – надвиги; 4 – условные линии: *a* – по поверхности ледника, *b* – по поверхности осадочных комплексов; 5 – направление движения ледника

Таблица. Результаты трекового датирования апатитов на о. Новая Сибирь.

Номер образца и координаты	Возраст по стратиграфической шкале	Кол-во анализов	Кол-во принятых анализов	Ns	Rh <sub>0</sub> (x 10 <sup>-5</sup> )	σ <sub>p</sub> (x 10 <sup>-6</sup> )	Среднее D <sub>par</sub> (μm)	Среднее D <sub>per</sub> (μm)	U, г/г	χ <sup>2</sup>	Q(χ <sup>2</sup> )	Совокупный возраст		
												млн лет	-2σ	+2σ
KL 1-8-1 75°00,141' с.ш. 147°09,226' в.д.	K <sub>2 t-k</sub>	6	5	186	1.56	8.45	2.08	0.40	9.88	93.96	0	145.8	96.7	280.8
KL 2-1-1 74°59,446' с.ш. 147°52,717' в.д.	K <sub>2 t-k</sub>	40	40	1035	10.10	1.29	2.19	0.41	10.85	127.32	0	125.4	9.2	9.9
KL 2-1-5 74°59,437' с.ш. 147°52,724' в.д.	K <sub>2 t-k</sub>	40	39	646	6.39	0.47	2.19	0.44	7.09	79.73	0	123.8	10.3	11.3
KL 3-1-13 75°35,011' с.ш. 146,30647' в.д.	Q <sub>НПН</sub>	40	40	1598	11.7	0.57	2.07	0.36	18.89	213.50	0	165.9	9.9	10.6

Примечание. Ns – Количество треков спонтанного деления, Rh<sub>0</sub> – плотность треков спонтанного деления, σ<sub>p</sub> – ошибка измерений, D<sub>par</sub> – диаметр канала травления, параллельный кристаллографической оси с в апатите, D<sub>per</sub> – диаметр канала травления, перпендикулярный кристаллографической оси с в апатите χ<sup>2</sup> – критерий хи квадрат, Q(χ<sup>2</sup>) – вероятность хи квадрат, 2σ+2 – ошибка определения возраста.

и используются методы трекового датирования апатитов.

Надвигание осадочных пород различного возраста на ледогрунты и пластовые льды и совместные деформации осадочных пород и ледогрунтов несомненно указывают на то, что эти деформации относятся к гляциодислокациям, т.е. к деформациям, связанным с воздействием ледника на его ложе при движении. Резкая изменчивость вергентности складок и невыдержанность направленности структурной эволюции, характерная для гляциодислокаций, как представляется, убедительно свидетельствует о том, что деформации на северных полуостровах носят гляциодислокационный характер. Выдержанность структур Деревянных гор связана, по всей видимости, с характером ложа ледника, рельеф которого на юге острова был более спокойным, чем в его северной части, где вероятно существовали поднятия, которые леднику приходилось огибать, соответственно менялась ориентировка и вергентность складок. Наличие кливажа в складках и будинажа вдоль поверхности сместителя в надвиге на м. Каменный свидетельствует, как представляется о том, что породы при деформации находились в мерзлом состоянии, поскольку при деформациях нелитифицированных малокомпетентных осадков (например, при подвздо – оползневых процессах) подобные структуры

не наблюдаются. Кроме того участие ледогрунтов в деформациях оттаявших пород было бы просто невозможно, учитывая, что содержание льда в ледогрунтах превышает 90% и при оттаивании мерзлых пород ледогрунты просто бы исчезли.

Деформация осадочных пород острова происходила путем давления со стороны движущегося ледника, причем породы деформировались не только непосредственно под ледником, но и непосредственно перед фронтом движущегося льда, в результате бокового давления последнего (рис.23). Полагаем, что по морфологии гляциодислокации сходны с деформациями пород автохтона в тектонических покровных структурах, что очевидно объясняется явлением конвергенции признаков в сходных условиях, где роль перемещающегося аллохтона играет движущийся ледник.

## ВЫВОДЫ

На основании проведенных комплексных литолого-стратиграфических и структурно-тектонических работ нами была выявлена гляциодислокационная природа складчато-надвиговых деформаций о. Новая Сибирь и мы пришли к следующим выводам.

Проведенными исследованиями нами впервые установлено, что на о. Новая Сибирь деформи-

рованные комплексы верхнего мела среднего неоплейстоцена запечатываются недеформированными отложениями верхнего неоплейстоцена, т.е. деформации датируются концом среднего неоплейстоцена, — складчато-надвиговые пояса данного возраста в Российском секторе Арктики неизвестны.

Данные трекового датирования апатитов, отобранных в породах острова, показали, что возраст этих минералов превышает возраст пород, отражая таким образом возраст остывания минералов в источниках сноса, а также данные породы, которые никогда не нагревались выше температуры закрытия трековой системы — все это несопоставимо с условиями типичных тектонических деформаций.

Совместные деформации нелитифицированных осадочных пород, ледогрунтов и пластовых льдов, а также резкие изменения ориентировки складчатых структур, несогласованность структурной эволюции в различных частях о. Новая Сибирь характерны для гляциодислокаций.

**Благодарности.** Авторы благодарны к.г.-м.н. Г.Н. Александровой (лаборатория палеофлористики ГИН РАН, г.Москва) за определение палеогеновых спорово-пыльцевых комплексов северной части о. Новая Сибирь, к.г.-м.н. А.Н. Симаковой (лаборатория стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН, г.Москва) за определение четвертичных спорово-пыльцевых комплексов участка Деревянные горы, к.г.-м.н. Д.А. Лопатиной (лаборатория биостратиграфии и палеогеографии ГИН РАН, г.Москва) за определение четвертичных спорово-пыльцевых комплексов северной части о. Новая Сибирь, к.г.-м.н. М.Е. Былинской (лаборатория стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН, г.Москва) за определение комплексов четвертичных фораминифер северной части о. Новая Сибирь.

**Финансирование.** Финансовая поддержка проведения полевых работ на о.Новая Сибирь и лабораторных исследований осуществлялась ПАО «НК «Роснефть». Статья подготовлена в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН (темы № 0135-2016-0022, №0135-2018-0034, №0135-2016-0024) и при поддержке РФФИ (грант № 17-05-00795).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // Мат-лы гляциол. исследований. 2006. Вып. 101. С. 143–145.
2. Басилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного периода. 2007. № 67. С.76-84.
3. Басилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов — сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/2008. № 12. С. 7–9.
4. Басилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования раковин моллюсков // Строение и история развития литосферы / Ю.Г. Леонов (ред.). м.: Paulsen, 2010. С. 506–514.
5. Бондаренко Н.М. Состав и распространение спор и пыльцы в верхнем мелу острова Новая Сибирь (Новосибирские острова) // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР / И.С. Грамберг (ред.). Л.: Севморгеология, 1983. С. 149–156.
6. Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки / А.Л. Книппер (ред.). м.: Наука, 1991. 189 с. (Тр. Геол. Ин-та АН СССР. Вып. 468).
7. Герман А.Б. Альбская — палеоценовая флора Северной Пацифики / м.А. Федонкин (ред.). м.: ГЕОС, 2011. 280 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 592).
8. Герман А.Б., Костылева В.В., Никольский П.А., Басилян А.Э., Котельников А.Е. Новые данные о поздне-меловой флоре острова Новая Сибирь, Новосибирские острова // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. № 3. В печати
9. Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов / А.В. Пейве (ред.). м.: Наука, 1978. 194 с. (Труды ГИН. Вып. 313).
10. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000. Лист S - 53-55 (Новосибирские острова). Объяснительная записка / Д.А. Вольнов, м.К. Косько, Б.Г. Лопатин (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 206 с.
11. Гросвальд М.Г. Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и прилегающего шельфа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 654–659.
12. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Складчато-надвиговое сооружение Деревянных гор на шельфе моря Лаптевых (о. Новая Сибирь): причины и возраст деформаций // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения / Мат-лы XLVI тектонического совещания. м.: ГЕОС, 2014. Т.1. С. 104-106.
13. Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения // СПб.:ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
14. Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка / В.И. Устрицкий (ред.). м.: Мингео. 1985. 162с.
15. Косько М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л., Кораго Е.А., Поселов В.А., Супруненко О.И. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / В.Л. Иванов (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 16-43.
16. Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурин В.Ф., Столбов Н.М. Геология Новосибирских островов — основа интерпретации геофизических данных по восточно-арктическому шельфу России // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2013. № 2. С 1–36.

17. *Лившиц Ю. Я., Труфанов Г. В., Белоусов К. Н.* Острова Советской Арктики // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2 / м. В. Муратов (ред.). м.: Наука, 1986. С. 111–113.
18. *Ложкин А. В., Андерсон П. М., Матросова Т. В.* Непрерывная летопись изменений природной среды Чукотки за последние 350 тысяч лет // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 6. С. 53–59.
19. *Ложкин П. М., Андерсон П. М., Минюк П. С.* Межледниковья, интерстадиалы и ледниковые стадии в непрерывной климатической летописи осадков озера Эльгыгытгын (Полярная Чукотка) за последние 450 тысяч лет // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы Всерос. совещания по изучению четвертичного периода (Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013 г.). Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. Сб. VIII. С. 376–378.
20. *Матросова Т. В.* Климат и растительность Анадырского плоскогорья за последние 350 тысяч лет (палеоэкологическая характеристика осадков озера Эльгыгытгын) // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. м.: МГУ, 2009. 22 с.
21. *Никольский, П. А., Басилян, А. Э., Зажигин, В. С.* Новые данные о возрасте оледенения Новосибирских островов (Восточная Арктика) // ДАН 2017. Т. 475. № 2. С. 176–179.
22. *Петров О. М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова / А. В. Пейве (ред.). м.: Наука, 1966. 312 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 155).
23. *Петров О. М.* Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана / А. В. Пейве (ред.). м.: Наука, 1982. 144 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 357).
24. *Самылина В. А.* Позднемеловая флора р. Тап (Северное Приохотье) // Ежегодник Всесоюз. палеонтол. общества. Л.: Наука, 1984. С. 236–247.
25. *Скарлато О. А.* Двустворчатые моллюски умеренных вод северо-западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 480 с.
26. *Толль Э. В.* Очерк геологии Ново-Сибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран // Записки Императорской Академии Наук. 1899. Т. IX. № 1. 20 с.
27. *Труфанов Г. В., Белоусов К. Н., Непомилуев В. Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. м.: Мингео, 1986. 106 с.
28. *Тумской, В. Е.* Особенности криолитогеоза отложений северной Якутии в среднем неоплейстоцене – голоцене // Криосфера Земли / 2012. Т. XVI. № 1. С. 12–21.
29. *Филатова З. А.* Некоторые зоогеографические особенности двустворчатых моллюсков из рода *Portlandia*. // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1951. Т. VI. С. 117–131.
30. *Филиппова Г. Г.* Новые данные о гребёнкинской флоре бассейна реки Анадырь // Вулканогенный мел Дальнего Востока: (Проект 245 «Корреляция немор. мела» Междунар. прогр. геол. корреляции) / В. А. Крайнов (ред.) Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 76–87.
31. *Филиппова Г. Г., Абрамова Л. Н.* Позднемеловая флора Северо-Востока России. м.: Недра, 1993. 348 с.
32. *Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B., Ketcham, R. A.* Apatite fission-track analysis // *Rev. Mineral. and Geochemistry*. 2005. Vol. 58. P. 49–94.
33. *Hasebe N., Barbarand J., Jarvis K., Carter A., Hurford A. J.* Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS // *Chemical Geology*. Vol. 207. P. 135–145.
34. *Herman A. B., Golovneva L. B., Shchepetov S. V., Grabovsky A. A.* The Late Cretaceous Arman Flora of Magadan Oblast, Northeastern Russia // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2016. Vol. 24. No 7. P. 651–760.
35. *Hurford A. J., Green P. F.* The zeta age calibration of fission-track dating // *Chemical Geology (Isotope Geosci. Section)*. 1983. No 1. P. 285–317.
36. International chronostratigraphic chart // Chart drafted by *K. M. Cohen, S. Finney, P. L. Gibbard*. Int. Commis. on Stratigraphy. Issued October 2014. URL: [www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org) Accessed May 28, 2018.
37. *Kos'ko M. K., Trufanov G. V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // *Marine and Petrol. Geology*. 2002 No 19. P. 901–919.
38. *Kos'ko M., Korago E.* Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, North East Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 45–64.

*Рецензенты: С. Д. Соколов, А. М. Никишин*

## **Fold-Thrust Deformations of the isl. New Siberia (Novosibirsky Islands, Russia): Age, Morphology and Genesis of Structures**

**B.G. Golionko<sup>a,\*</sup>, A.E. Basilyan<sup>a</sup>, P.A. Nikolsky<sup>a</sup>, V.V. Kostyleva<sup>a</sup>,  
N.A. Malyshev<sup>b</sup>, V.E. Verzhbitsky<sup>b</sup>, V.V. Obmetko<sup>b</sup>, A.A. Borodulin<sup>b</sup>**

<sup>a</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*PJSC NK "Rosneft", 115035, Moscow, Russia*

\* *e.mail: golbor62@gmail.com*

Received February 18, 2019; Revised April 17, 2019, Accepted May 28, 2019

**Abstract** – Detailed lithologic, stratigraphic and structural studies of fold-thrust structures were conducted on the island New Siberia. We have established, the jointly deformed complexes of the Upper Cretaceous–Middle Neopleistocene are overlapped by undeformed sediments of the Upper Neopleistocene. This fact confirms the completion of the deformation process at the end of the Middle Neopleistocene. An additional argument excluding the ancient age of dislocations is the result of the fission track dating for apatites. The resulting track ages of apatites significantly exceeded the age of deformed rocks, which was reliably established by the other methods. In deformed complexes, unlithified permafrost rocks predominate. Folded structures are characterized by joint deformation of sedimentary rocks, formation ice and ice-ground, inconsistency of fold orientation and different direction of structural evolution in the northern and southern parts of the island New Siberia. Considering the correspondence of the established age of dislocations to the age of the largest Pleistocene glaciation, all these facts allow us to state that the fold-thrust deformations of the island New Siberia are glacioidislocations.

**Keywords:** fold-thrust deformations, asymmetrical folds, glacioidislocations, ice grounds, Neopleistocene, island New Siberia, Arctic region