

УДК 551.241

Н.Н. ДУНАЕВ, О.В. ЛЕВЧЕНКО, Л.Р. МЕРКЛИН, Ю.А. ПАВЛИДИС
**СТРУКТУРА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОСТОЧНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО
ЖЕЛОБА**

Расшифровка структуры и восстановление истории развития Восточно-Новоземельского желоба имеют большое теоретическое значение, прежде всего для изучения проблемы происхождения и эволюции шельфовой зоны Евразии. В связи с активным освоением в последние годы прилегающих районов Карского моря это важно и в практическом отношении, при решении ряда народнохозяйственных задач.

Сведения о строении, происхождении и развитии Восточно-Новоземельского желоба крайне скудны и противоречивы. Согласно одним представлениям, современное геолого-геоморфологическое строение шельфа Карского моря определено сформировавшимся к позднему олигоцену тектоническим планом, основные структуры которого протягиваются через весь шельф и редуцируются на континентальном склоне [Егузаров и др., 1975]. По другим данным [Погребницкий, 1984], Восточно-Новоземельский желоб моложе и выполнен осадками плиоценового возраста. Третьи [Махотина, 1982 и др.] утверждают, что Восточно-Новоземельский желоб сформировался в конце позднего плейстоцена вследствие усиления в это время блоковых движений с амплитудой до 500 м. Молодость желоба обосновывается отсутствием в нем достаточно мощного сплошного покрова рыхлых осадков древнее этого возраста. Сходный вывод следует из работы [Тараканов, 1983], согласно которому, до плейстоцена не существовало ни Северного Ледовитого океана, ни его шельфа.

В экспедициях Института океанологии АН СССР на НИС «Профессор Штокман» в последние годы выполнена серия сейсмоакустических профилей НСП через Восточно-Новоземельский желоб, с дискретным геологическим опробованием донных грунтов на глубину до 4 м. В результате этих исследований и анализа батиметрических карт получены данные о геолого-геоморфологическом строении Восточно-Новоземельского желоба, позволяющие представить его современную структуру и охарактеризовать основные этапы развития. Морфология и особенности геологического строения желоба хорошо отражены на наиболее типичных поперечных профилях (рисунок, I-III).

Рельеф дна в пределах Восточно-Новоземельского желоба довольно сложный, особенно в бортовых частях. Простираение его осевой зоны примерно повторяет простираение архипелага Новая Земля. В днище желоба обособляется несколько вытянутых вдоль его оси локальных впадин, где глубины дна достигают 350-500 м. На севере Восточно-Новоземельский желоб ограничен горстообразным поднятием порога Брусилова, отделяющим его от субокеанической структуры - желоба Святой Анны. На юге Восточно-Новоземельский желоб сопрягается с Байдарацким синклинальным прогибом, обособляясь в районе о-ва Вайгач перемычкой структурно-аккумулятивного происхождения. Ширина желоба по изобате 200 м в среднем составляет 80-100, местами увеличиваясь до 120 км и сужаясь до 20 км в области его замыкания. Борты желоба отличаются довольно глубокой расчлененностью, интенсивность которой со стороны Новой Земли более значительна. Амплитуда врезов иногда превышает 100 м, причем по западному борту (особенно между заливами Брандта и Новый) это преимущественно троговые долины, а по восточному - типичные эрозионные формы.

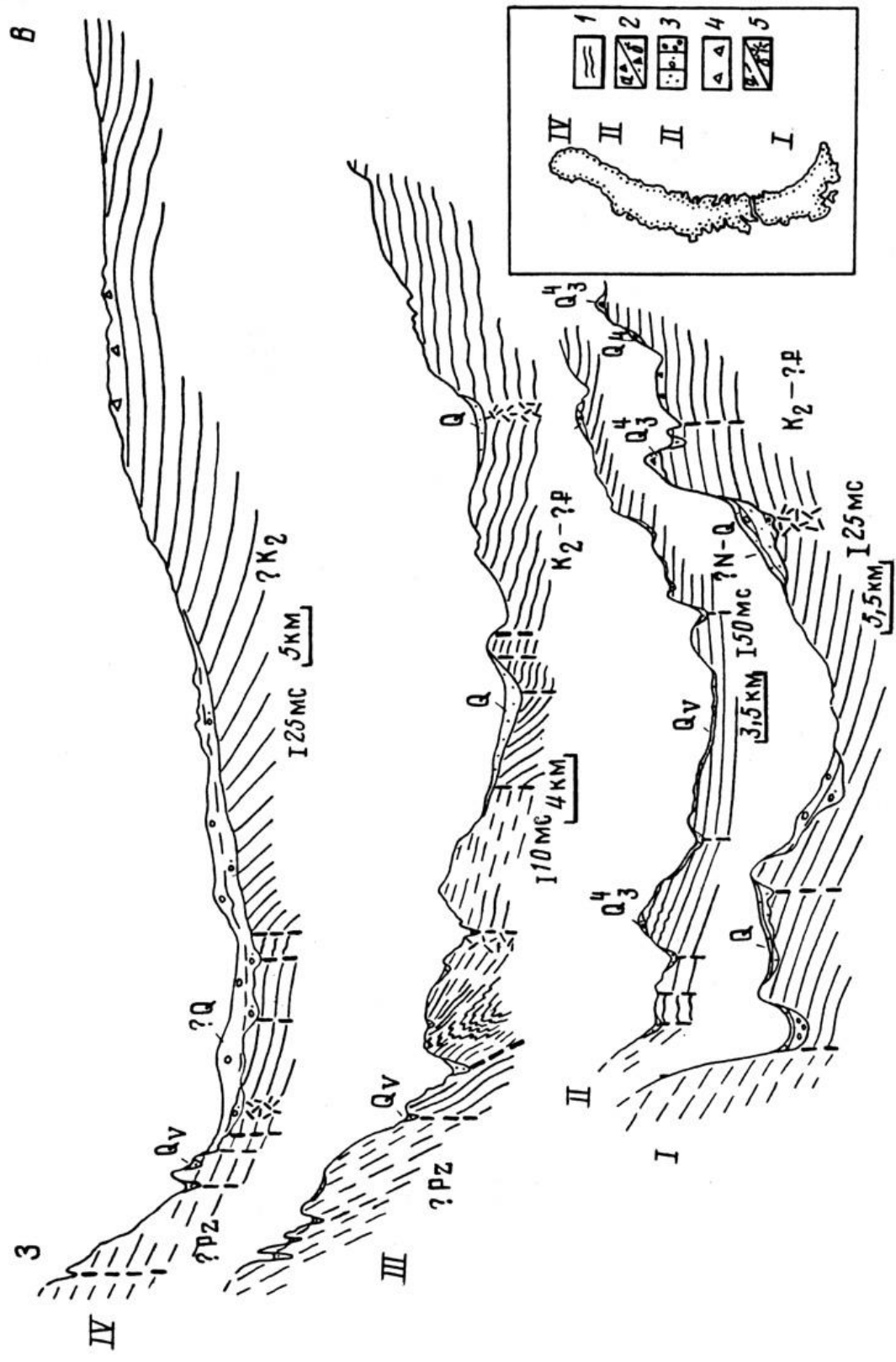
К троговым долинам приурочены стадияльные морены, а к устьям некоторых эрозионных врезов - аккумулятивные тела, генезис которых либо дельтовый, либо связан с отложениями конусов выноса. Выявлены в Восточно-Новоземельском желобе и фрагменты древней гидросети, свидетельствующие о существовании в прошлом продольного водостока по желобу. Минимальные отметки их палеотальвегов достигают -400 м, а выполняющие рыхлые отложения представлены несколькими генерациями.

В рельефе дна желоба встречаются денудационные останцы высотой в несколько десятков метров, сложенные коренными осадочными породами. В пределах высоких останцов слагающие их осадочные слои смыты с западной стороны на расстояние до первых сотен метров в гофрированные складки на глубину до нескольких десятков метров (см. рисунок, II). По более изученному восточному борту Восточно-Новоземельского желоба фиксируются уровенные поверхности в виде эрозионных и цокольных террас с отметками тыловых швов -150, -180, -220, -260 и примерно -300 м. Этот борт сопрягается с холмистой Западно-Карской равниной, которая отличается хорошей сохранностью субаэрального рельефа, особенно врезов древних долин глубиной свыше 100 м. Посредством уступа высотой 50-60 м и крутизной 0,01 Западно-Карская равнина переходит в пологую (0,0005) абразионно-аккумулятивную Мангазейскую равнину, окаймляющую п-ов Ямал.

По результатам НСП и геологического опробования выявлено, что в Восточно-Новоземельском желобе фрагментарно распространены маломощные рыхлые отложения, залегающие на акустическом фундаменте, который сложен дислоцированными терригенно-морскими осадочными породами позднемелового - палеогенового (?) возраста. На западном борту желоба в верхней части разреза наблюдаются дислоцированные осадочные породы, акустические свойства которых позволяют предположить их более древний возраст, по-видимому позднепалеозойский, как можно допустить из сопоставления с данными по прилегающей суше. Среди рыхлых отложений уверенно идентифицируются морские голоценовые и позднеплейстоценовые (сарганские) отложения - моренные либо связанные с подледной субаквальной седиментацией.

Более древние нерасчлененные осадки, вероятно средне-позднечетвертичного возраста, приурочены к отмеченным ранее врезам и участвуют в строении цокольных террас. Морены имеют небольшую (первые десятки метров) мощность и сложены плотными (2,0-2,4 г/см³) серыми суглинками с примесью грубообломочного материала. Осадки подледной седиментации представлены уплотненными (1,6 г/см³), фаунистически «немыми» глинистыми илами, мощность которых не превышает первых метров. Последние согласно перекрыты голоценовыми морскими илами, мощность которых меняется и местами превышает 3 м. В ряде случаев в этих илах фиксируется до четырех ритмов градиционной слоистости, возникновение которой могло быть обусловлено несколькими причинами, например активизацией постгляциальных смещений тектонических блоков, проявлением региональной сейсмичности, внутренними волнами, склоновыми процессами и др.

Приведенные материалы в сочетании с данными по сопредельным территориям [Аглонов, 1986; Киселев, 1986; Красножен и др., 1986; Сурков и Жеро, 1981; Устрицкий, 1985; Хаин, 1977] позволяют определить геотектоническую позицию Восточно-Новоземельского желоба и наметить историю его возникновения и развития. Рассматриваемая морфоструктура отделяет возрожденный эпиплатформенный ороген Новой Земли от платформенных структурных форм Западно-Карского шельфа. Последние принадлежат либо самостоятельной эпикиммерийской Южно-Карской плите, либо находятся на подводном продолжении эпигерцинской Западно-Сибирской плиты, если принять, что последняя распространяется до Новоземельско-Таймырского геоблока, прослеживающегося от северного окончания Новой Земли до п-ва Таймыр. Предполагается, что структурный план Новой Земли изначально сформировался в конце триаса, на западном борту Южно-Карского океанического бассейна [Устрицкий, 1985].



Схематизированные сейсмогеологические профили через Восточно-Новоземельский желоб (I—III) и желоб Святой Анны (IV). Районы расположения профилей показаны на врезке. I — породы акустического фундамента и особенности их залегания; 2 — морены; а — конечные, б — стадияльные; 3 — рыхлые осадки, накопившиеся в условиях различной гидродинамической активности: а — спокойных, б — умеренных, в — интенсивных; 4 — элювий; 5 — дизъюнктивные нарушения: а — разломы со смещением, б — зоны дробления

Современная структура Восточно-Новоземельского желоба начала формироваться, по-видимому, как часть единого Байдарацко-Новоземельского предгорного прогиба, в новейшее время, отсчет которого в данном регионе проводится разными исследователями неоднозначно, в интервале средний олигоцен - конец плиоцена. Учитывая, что кардинальная перестройка геологических условий в северной полярной области наступила с олигоцена [*Савостин, 1981*], а синокеанская стадия развития Арктической депрессии - с миоцена [*Киселев, 1986*], за нижний возрастной предел неотектонического этапа наиболее обоснованно может быть принят рубеж палеогена и неогена. Прогиб формировался как сопряженная структурная форма Пай-Хойско-Новоземельского и сводово-глыбового орогена в процессе становления последнего в современном рельефе, изостатически компенсируя его воздымание. По-видимому, прогиб возродился на месте более крупного, образовавшегося в эпоху киммерийского тектоногенеза и формирования Пай-Хойско-Новоземельских складчатых структур. Он не прошел стадию активного погружения по крайней мере в позднемезозойский - раннекайнозойский (?) период, когда позднемиоценовые-раннепалеогеновые (?) осадки образовали в его пределах структуру прилегания с небольшим наклоном и последующим выполаживанием в восточном направлении. Этот период в данном регионе отличался относительно устойчивым, но не интенсивным погружением дна шельфового моря, куда сносился терригенный материал с сопредельной суши, в том числе и с находившейся в области современной впадины Северного Ледовитого океана.

С неогена или, возможно, с позднего олигоцена происходит активизация тектонических движений, в результате которых морской режим сменяется субаэральным, доминировавшим в течение неогена и эоплейстоцена. В это время наряду с преобладанием деструктивных процессов в центрально-арктической области активизируется становление в современном рельефе Новоземельского орогена и сопряженного с ним Восточно-Новоземельского желоба.

В формировании современной структуры Восточно-Новоземельского желоба наряду с усилением прогибания большую роль играла разломная тектоника, наиболее выразительно проявившаяся в дифференцированном опускании различных блоков. Анализ сейсмограмм НСП показывает, что блоковые подвижки наложились на более спокойную платформенную структуру региона, характеризующуюся чередованием широких пологих синклиналий и антиклиналий складок. Видно также, что степень этой вторичной деформации осадочной толщи уменьшается по направлению к п-ву Ямал, и уже в пределах Мангазейской равнины блоково-разрывная тектоника заметно не проявляется. Тектонические процессы акцентировались денудацией, главным образом в эрозионной и экзарационной формах, причем эрозия особенно сильно проявилась на ранней стадии новейшего развития региона. Довольно глубокие врезы по восточному борту желоба и в Западно-Карской равнине можно связать с деятельностью рек Новой Земли, которые стекали в бассейн, располагавшийся в районе п-ва Ямал.

На одном из этапов усиления прогибания Восточно-Новоземельского желоба, по-видимому, осваивался крупной меандрирующей рекой, вероятно пра-Обью, которая перехватила новоземельские водотоки и, оставив серию террас, antecedently пересекла порог Брусилова, впадая в желоб Святой Анны. В четвертичном периоде, вероятно в плейстоцене, в регионе произошла некоторая перестройка тектонических условий. В результате этого русло пра-Оби, по-видимому, сместилось в небольшой прогиб, который сформировался сопряженно со становлением в современном рельефе Ямальской морфоструктуры, ограничив ее с запада. С этого времени в формировании морфологического облика Восточно-Новоземельского желоба значительная роль принадлежит ледникам, сходящим с Новой Земли в эпохи оледенений.

Соотношение мощности досартанских ледников и глубины желоба благоприятствовало активной его экзарации. Спускавшиеся с гор ледники утыкались в восточный борт желоба и растекались по днищу вдоль его оси. В результате рыхлые

отложения выносились к дистальным частям Восточно-Новоземельского желоба, акцентировав, в частности, структурную перемышку в районе о-ва Вайгач. Здесь рыхлые осадки в настоящее время имеют мощность в несколько десятков метров. Они залегают выше сопредельных участков дна Восточно-Новоземельского желоба и Байдарацкого прогиба и насчитывают не менее четырех генераций. Ко времени последнего, сартанского оледенения желоб углубился настолько, что сошедшие с него новоземельские ледники оказались на плаву.

Мощность ледового моста через Восточно-Новоземельский желоб несколько превышала 200 м. Лишь верхние части бортов желоба и отдельные останцы в рельефе его днища подверглись механическому воздействию ледников. Следы такого воздействия фиксируются моренами и отмечавшимися ранее деформациями слоев осадочных пород в пределах останцов. При всей эффективности ледниковой экзарации только ею нельзя объяснить незначительные мощности рыхлых отложений в желобе. Существенное значение имело и то, что количество седиментационного материала здесь было резко ограничено удаленностью от континентальной суши. Снос с островов Новой Земли был небольшим, причем значительная часть осадочного материала задерживалась в бухтах архипелага.

Сопоставление сейсмоакустических профилей через Восточно-Новоземельский желоб и отделенную от него Брусиловским порогом среднюю ветвь субокеанического желоба Святой Анны (см. рисунок, IV) показывает большое сходство строения обоих желобов. Некоторые различия отмечаются в структуре слоя рыхлых отложений, строение которых в желобе Святой Анны более однородно, что может свидетельствовать о накоплении их в морских условиях. В зоне профиля эти осадки выклиниваются по бортам желоба на глубине 360 м, очерчивая динамический уровень плейстоценовой седиментации в пределах данной морфоструктуры. Расчлененный рельеф их поверхности отражает высокую активность гидрологического режима в условиях малых скоростей осадконакопления, которые не превышали здесь в позднечетвертичное время 0,05 мм/год. Сходство геологической структуры желобов Святой Анны и Восточно-Новоземельского позволяет предполагать близкие условия их эволюции, по-видимому, связанные с начавшимся 60-40 млн. лет назад становлением океанической впадины Арктического бассейна. Процесс прогрессирующей океанизации бывшей континентальной коры северной полярной области в новейшее время распространился и на территорию современного шельфа. При этом образовались сбросово-флексурная форма его внешних окраин, секущие грабенообразные морфоструктуры типа желоба Святой Анны, аномально переуглубленные участки дна, подобные Центрально-Баренцевоморской впадине и др.

В рассматриваемом регионе влияние мощного деструктивного тектогенеза простиралось через желоб Святой Анны и Восточно-Новоземельский желоб примерно до о-ва Вайгач. В зоне Байдарацкого прогиба новейшие тектонические движения ослабевают, активизируя лишь его прогибание, которое сопровождалось устойчивым накоплением рыхлых отложений мощностью более 100 м. На восток от Восточно-Новоземельского желоба влияние активных тектонических движений прослеживается до уступа, разграничивающего Мангазейскую равнину и Западно-Карскую равнину, где пологоскладчатая, осложненная разломами структура Западно-Карской равнины сменяется горизонтальным залеганием отложений мезозойско-кайнозойского чехла типично платформенного строения.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что точка зрения некоторых исследователей о сравнительно молодом возрасте Восточно-Новоземельского желоба, предполагающая высокие скорости его прогибания (~5 см/год), ошибочна, поскольку для платформенных условий в других регионах Земли таких скоростей не отмечается [Николаев, 1984]. Даже в такой тектонически активной области, как Камчатка, величина вертикальных тектонических смещений за позднечетвертичное время не превышает первых десятков метров [Кокурин, 1988]. По-видимому, на рубеже позднего плейстоцена

и голоцена произошло не заложение Восточно-Новоземельского желоба, а лишь очередная активизация этой морфоструктуры. Размеры позднеплейстоценового Новоземельского ледника [Павлидис и др., 1987; 1987a] также не дают оснований связывать происхождение желоба с остаточными гляциоизостатическими деформациями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплов С.В.* Строение фундамента и промежуточного структурного этажа полуострова Ямал по геофизическим данным // Советская геология. 1986. № 6. С. 111-118.
2. *Егизаров Б.Х., Романович Б.С., Польшкин Я.И.* Палеотектонические структуры арктического шельфа // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 56-60.
3. *Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 224 с.
4. *Кокурин А.И.* Позднечетвертичная тектоника Центральной Камчатки: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН, 1988. 20 с.
5. *Красножен А.С., Барановская О.Ф., Зархидзе В.С., Малясова Е.С.* [Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое](#) // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: Севморгеология, 1986. С. 23-26.
6. *Махотина Г.П.* Особенности развития и строения новейшей структуры Баренцево-Карского шельфа // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: Мингео СССР, 1982. С. 9-15.
7. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1984. 491 с.
8. *Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Медведев В.С.* Приновоземельский шельф в поздне-последледниковье // III съезд советских океанологов. Тез. докл. Том «Твердая кора». М.: Наука, 1987. С. 177-178.
9. *Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Медведев В.С.* Реконструкция позднеюрмского оледенения на шельфах западно-арктических морей Евразии // Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей. Апатиты: АН СССР, 1987. С. 83-85.
10. *Погребницкий Ю.Е.* Геологическая карта Северного Ледовитого океана // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Наука, 1984. 280 с.
11. *Савостин Л.А.* Кайнозойская тектоника плит Арктики, Северо-Восточной и Внутренней Азии и глобальные палеодинамические реконструкции: Автореф. дис. докт. геол.-минерал. наук. М.: ИОАН, 1981. 47 с.
12. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 147 с.
13. *Тараканов Л.В.* Морфотектогенез Арктической геодепрессии. Некоторые выводы и следствия // Геоморфология, 1983. № 1. С. 47-57.
14. *Устрицкий В.И.* О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 1. С. 51-61.
15. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.

Поступила в редакцию 20 VI. 1989

Институт океанологии АН СССР

Ссылка на статью:



Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Структура и происхождение Восточно-Новоземельского желоба // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. 1991. № 2. С. 82-87.