

УДК 551.248.2(268.52-13)

Е.Е. Мусатов, Ю.Е. Мусатов

МОРФОСТРУКТУРА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО И БАЙДАРАЦКОГО ЖЕЛОБОВ

Предложена новая модель развития южной части Карского шельфа на неотектоническом этапе. Показано, что Байдарацкий прогиб унаследованно погружался с начала олигоцена, параллельно с воздыманием Пай-Хоя. Восточно-Новоземельский желоб является молодым некомпенсированным грабеном, оформленным в позднем плейстоцене - голоцене. Библиогр. 29 назв. Ил. 2.

При исследованиях рельефа дна южной части Карского моря [*Аксенов и др., 1987; Баренцевская..., 1988; Ласточкин, 1977; Матишов, 1984; Махотина, 1982; Морфоструктура..., 1986; Мусатов, 1989; Основные..., 1983; Слободин и Таманова, 1972; Суздальский, 1976; Торопов, 1985; Vogt & Ostensjo, 1973*] обращает на себя внимание система желобов и прогибов, окаймляющих с северо-востока складчатые сооружения Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли. Возраст складчатости последних датируется герцинским - раннекиммерийским временем [*Армишев и др., 1988; Геологическое..., 1984; Погребицкий, 1976*]. Они относятся к Полярноуральско-Новоземельскому эпиплатформенному орогену, пережившему в мезозое и палеогене период пенепленизации и возрожденному в виде цепи низких гор на альпийском этапе. Поэтому есть все основания связывать систему впадин с глубинами до 250-450 м по периферии возрожденного орогена с компенсационными опусканиями в пределах Байдарацко-Восточно-Новоземельского передового прогиба, которые происходили при активном воздымании орогена в новейшее олигоцен-четвертичное время. Об этом же может свидетельствовать наличие зоны передовых прогибов - Коротаихинского, Северно-Кусовского, Кармакульского и Западно-Новоземельского [*Махотина, 1982; Верба и др., 1985; Зархидзе и Красножен, 1984; Мусатов, 1990*] вдоль западной периферии орогена в пределах Печороморского и Баренцевоморского шельфов.

Однако, как считают другие исследователи [*Верба и др., 1985; Межвилк, 1984*], данные впадины - результат преимущественно горизонтальных движений на альпийском этапе. При таком подходе Восточно-Новоземельский желоб рассматривается как тыловая впадина с проксимальной стороны трансрегионального шарьяжа [*Межвилк, 1984*], по которому герциниды - ранние киммериды Новой Земли надвинуты на восточный фланг Баренцевской окраинно-материковой плиты (А.А. Межвилк, устное сообщение). В этом случае зона знаменитых Байдарацких разломов [*Махотина, 1982; Мусатов, 1984*], по которым складчатый фундамент погружается под платформенный чехол с амплитудой до 2 км и более, а в магнитном поле наблюдаются положительные аномалии [*Баренцевская..., 1985; Мусатов, 1984*], является крупнейшим левым сдвигом с амплитудой перемещения до 500 км. Такой же грандиозный правый сдвиг должен тогда располагаться на месте Северо-Сибирского порога, где складчатый фундамент подходит к поверхности дна [*Геологическое..., 1984*] до отметок -0,5-1,0 км. При такой интерпретации [*Межвилк, 1984*] исчезает необходимость протягивать складки Новоземельского горст-мегаантиклинория через границу Баренцево-Карской окраинно-материковой и Западно-Сибирской внутриматериковой плит до герцинид - ранних киммерид Таймыра, а субмеридиональные складки юга Новой Земли можно рассматривать как складки волочения при движении масс с юго-востока на северо-запад. Этими же шарьяжами и

сдвигами [Межвилк, 1984] возможно объяснить смену современных простираний складок с северо-восточного на Полярном Урале на северо-западное в пределах Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли и вновь на северо-восточное на о-ве Северный данного архипелага.

В геолого-тектоническом отношении южная часть Карского моря (рис. 1) совпадает с Южно-Карской синеклизой Западно-Сибирской внутриматериковой плиты [Верба и др., 1985]. В ее фундаменте предполагается блок карельской стабилизации [Баренцевская..., 1988], а мощность осадочного чехла составляет 10-12 км [Армишев и др., 1988]. Он сложен промежуточным комплексом палеозоя-нижнего триаса и плитным чехлом среднетриасового-кайнозойского возраста [Армишев и др., 1988; Геологическое..., 1984; Погребницкий, 1976]. Промежуточный комплекс скважинами нигде не вскрыт; возможно, он фиксируется двумя магнитоактивными горизонтами, соответствующими терригенно-эффузивным отложениям [Погребницкий, 1976], выполняющим тафрогенные грабены, и поверхности складчатого фундамента [Волк, 1974]. Плитный чехол синеклизы вскрыт скважиной на о-ве Свердруп, где юрско-меловые отложения представлены песчано-алевритоглинистыми осадками мощностью свыше 3 км, которые перекрываются маломощными палеогеновыми алевритами и глинами с про слоями песков [Армишев и др., 1988]. Южнее сейсмическими работами установлено, что мощность палеогеновых осадков с пластовыми скоростями 1,8 км/с [Vogt & Ostensho, 1973] может достигать 0,7-1,0 км [Геологическое..., 1984]. В целом их мощности увеличиваются с северо-запада на юго-восток, откуда и распространялась тепловодная палеоцен-эоценовая трансгрессия [Зархидзе и Мусатов, 1989]. С начала неотектонического этапа в северной периферии Западно-Сибирской плиты господствовали регрессивные условия, и там накапливались олигоценовые континентальные осадки - озерные глины, алевриты и пески и аллювиальные гравийно-галечные осадки, объединяемые в некрасовскую серию; ее венчают угленосные пески ранне-среднемиоценовой абросимовской свиты [Суздальский, 1976]. В плиоцене и плейстоцене в течение нескольких трансгрессивно-регрессивных циклов был сформирован новейший покров рыхлых терригенных отложений мощностью от 25-75 [Мусатов, 1989] до 100 [Аксенов и др., 1987], 230 [Армишев и др., 1988] и даже 250-300 м [Морфоструктура..., 1986] в различных частях юга Карского моря.

Важно, что новейшие структуры, выделяемые в соответствии с современным рельефом и мощностями коррелятных отложений, плохо соответствуют тектоническому строению региона. Так, рифтогенные грабен-желоба, трассируемые на северо-восток Южно-Карской синеклизы из Западно-Сибирского мезо-кайнозойского бассейна [Сенин и др., 1989], имеют северо-западные и северо-восточные простирания, хорошо выражены в подошве осадочного чехла [Геологическое..., 1984; Сенин и др., 1989], но совершенно не соответствуют современному морфоструктурному плану. Более того, наиболее глубоко опущенная морфоструктура Восточно-Новоземельского желоба, где глубины дна достигают 433 [Морфоструктура..., 1986], 460 [Зархидзе и Красножен, 1984] и 350-500 м [Аксенов и др., 1987] в осевой части, никак не выражена ни в поверхности складчатого фундамента [Сенин и др., 1989], ни в вышележащих сейсмических горизонтах; в днище желоба под маломощным слоем (несколько метров) голоценовых глинистых илов донным опробованием установлены [Слободин и Таманова, 1972] коренные выходы нижнемеловых пород, зафиксированные также сейсмоакустическим профилированием [Аксенов и др., 1987; Мусатов, 1990]. Так как в днище соосного с желобом Байдарацкого прогиба мощность верхнекайнозойских отложений достигает 100-150 м [Мусатов, 1989], то с фиксированных позиций объяснить эти данные весьма затруднительно. Воздымание эпиплатформенного орогена Новой Земли началось как минимум с позднего миоцена [Красножен и др., 1985], и оно неминуемо должно было бы привести к накоплению достаточно мощных терригенных толщ коррелятных осадков в Восточно-Новоземельском желобе, если только он действительно передовой прогиб по отношению к Новоземельскому орогену, каковым является Байдарацкий прогиб по отношению к Пай-Хою. Но объяснение морфоструктуры Южно-Карского шельфа с позиций мобилизма

также встречает значительные сложности: при послойном смещении масс земной коры с учетом геологически закартированных сдвигов через Пай-Хой и шарьяжей по западному склону Урала, приведшем к «сдвиганию» общей мощности коры на западе орогена [Сенин и др., 1989, с. 63], к востоку от фронта надвига должна была формироваться тыловая впадина [Межвилк, 1984]. Она пространственно совпадает с Восточно-Новоземельским желобом, но время ее образования должно быть не меньшим, чем возраст надвигов, т.е. занимать как минимум весь альпийский этап. В таком случае мы также наблюдали бы мощные терригенные кайнозойские формации в желобе, которые отсутствуют.

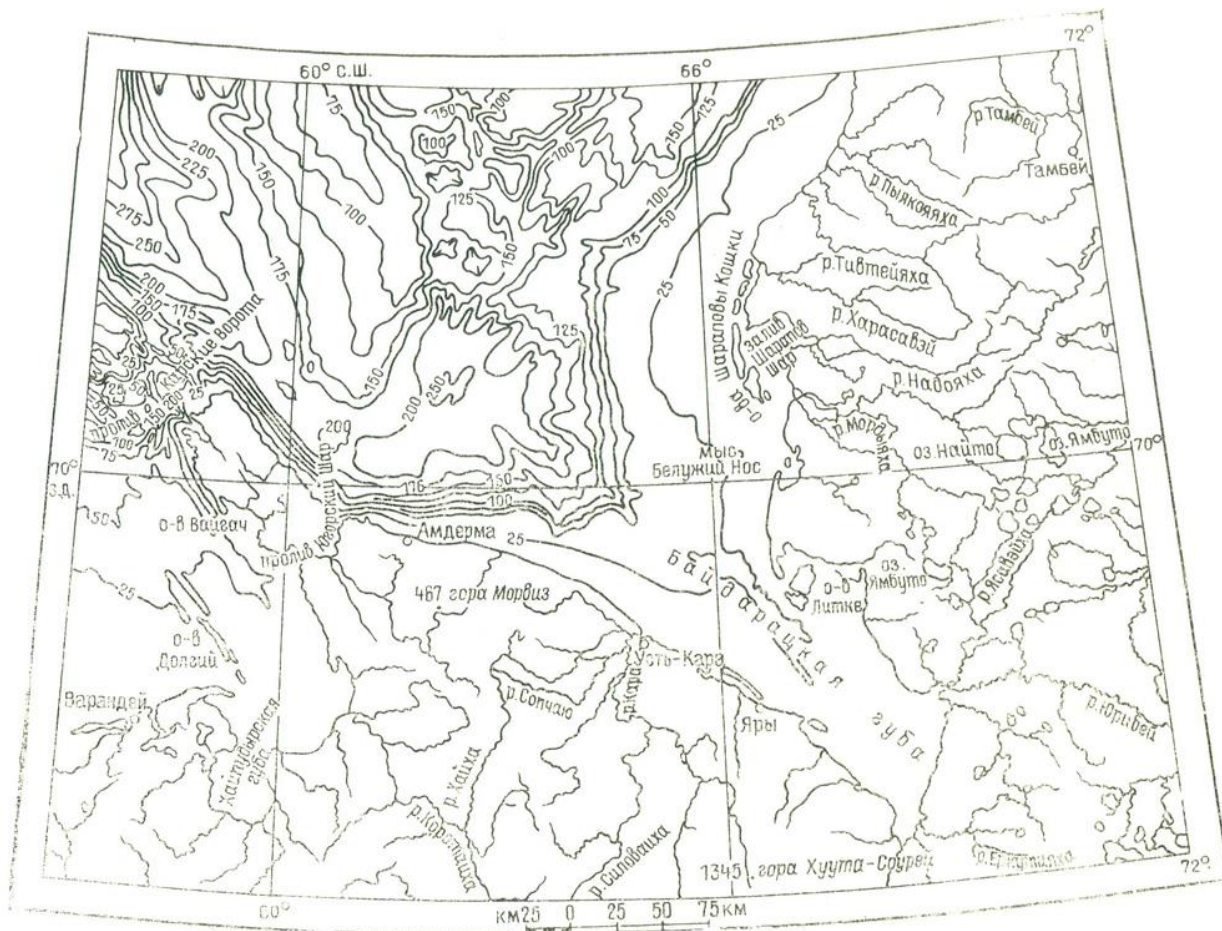


Рис. 1. Батиметрическая схема юга Карского моря.

Не может прояснить ситуацию и предположение о глубокой экзарации молодого осадочного чехла желоба плейстоценовыми ледниками [Астахов, 1976]; последние могли распространяться на шельф лишь из пределов Новоземельского орогена [Матишов, 1984], и, эродировав мезо-кайнозойские осадки в днище желоба, они неминуемо переотложили бы их у его восточного борта, а там установлено лишь два локальных участка [Аксенов и др., 1987, с. 39] с мощностью рыхлого материала всего лишь до нескольких десятков метров. Правда, не исключено, что ледники могли растекаться по днищу желоба в меридиональном направлении, упираясь в его восточный борт, и в таком случае порог, «разделяющий в районе о-ва Вайгач Восточно-Новоземельский желоб и Байдарацкий прогиб, является областью ледниковой аккумуляции и представлен генерацией конечных морен, возможно акцентирующих структурную перемычку» [Аксенов и др., 1987, с. 42]. Если же поверить в предположение о том, что четвертичный покровный ледник распространялся на материковую сушу с севера Карского моря [Астахов, 1976], где якобы находился самостоятельный центр оледенения, то остается совершенно непонятной столь

избирательная денудация: ведь этот гипотетический ледник почему-то совершенно не эродировал верхнемеловые - палеогеновые слабо литифицированные породы в пределах Южно-Карского свода, да и на п-ове Ямал устанавливается единый морской разрез плиоценовых и плейстоценовых осадков суммарной мощностью до 250 м и выше [Кузин, 1981].

Таким образом, ни одна из существующих точек зрения не может удовлетворительно объяснить отсутствие молодых осадков в днище желоба. Поэтому представляется целесообразным подробнее рассмотреть неотектонический режим Южно-Карского шельфа.

Предыдущими исследованиями [Аксенов и др., 1987; Ласточкин, 1977; 1987; Махотина, 1982; Морфоструктура..., 1986; Зархидзе и Красножен, 1984; Мусатов, 1990; Зархидзе и Мусатов, 1989; Красножен и др., 1986] показано, что Восточно-Новоземельский желоб - новообразованная морфоструктура, наложенная на моноклираль, которую формируют мел-палеогеновые породы с пологим падением слоев на восток. В процессе многоэтапного развития Новоземельского орогена в новейшее время он образовывал единые морфоструктурные ансамбли с прилегающими областями шельфа [Зархидзе и Красножен, 1984; Красножен и др., 1986], в том числе и со сводом, существовавшим до плейстоцена на месте будущего желоба. Реликтом этого сводово-блокового поднятия, видимо, является расположенный восточнее Южно-Карский свод, разбитый новейшими дизъюнктивами северо-западного и северо-восточного простираний [Зархидзе и Красножен, 1984]. В.С. Зархидзе объясняет современную морфоструктуру желоба, с одной стороны, сопряженностью его развития с Новоземельским орогеном, а с другой — инверсией сводового поднятия [Зархидзе и Красножен, 1984; Красножен и др., 1986]. Коллектив авторов ИО АН СССР [Аксенов и др., 1987] доказывает, что Восточно-Новоземельский и Байдарацкий желоба заложены в неотектонический этап при становлении Пай-Хой-Новоземельского орогена как сопряженные прогибы в зоне моноклиального прилегания к нему мел-палеогенового платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. С севера Восточно-Новоземельский желоб ограничен положительной морфоструктурой порога Брусилова [Аксенов и др., 1987; Бирюков и Совершаев, 1985] или Северо-Сибирского порога [Мусатов, 1989; 1990], который представляет собой выступ герцинид [Геологическое..., 1984] и северную границу Западно-Сибирской внутриматериковой плиты. С востока от желоба А.А. Аксенов с соавторами [1987] выделяют кулисообразно сочленяющиеся Скуратовский вал, Северное и Центральное поднятия, Южную впадину и вал Русанова, отделенные от Мангазейского плато близ Ямала Центральной впадиной. Г.П. Махотина на месте этих морфоструктур устанавливает Пахтусовский мегавал, отделенный Свердрупским мегапрогибом от расположенного восточнее Русановского мегавала [Махотина, 1982], а на месте порога Брусилова выделяет мегавал Арктического института. Коллектив авторов «ВНИИОкеанологии» оконтуривает в южной части Карского моря зону поднятий Литке, которая сменяется восточнее Югорским прогибом, а около Ямала - Скуратовской зоной поднятий [Баренцевская..., 1988]; в Югорском прогибе мощности новейших осадков значительно больше, чем на положительных морфоструктурах, и составляют в среднем 120 м [Торопов, 1985]. Такое распределение мощностей позволяет рассматривать эти морфоструктуры, как унаследованные. В пределах полуострова Ямал по результатам геофизических исследований платформенного чехла [Флоренсов и др., 1981] и дешифрирования космических снимков [Мусатов, 1984] выделяется ряд новейших валов и прогибов северо-западного простирания, которые на севере полуострова сменяются меридионально вытянутым молодым Северо-Ямальским поднятием [Мусатов, 1984; Флоренсов и др., 1981].

Современная морфоскульптура Южно-Карского шельфа определяется интенсивной морской (ледово-морской) седиментацией в позднем кайнозое [Основные..., 1983] и эрозионной деятельностью палеорек [Мусатов, 1989; Зархидзе и Мусатов, 1989; Бирюков

и Совершаев, 1985]. В геоморфологическом отношении здесь выделяются Ямало-Гыданская и собственно Карская шельфовые равнины и краевой Восточно-Новоземельский желоб [Морфоструктура..., 1986, с. 155]. Последний имеет среднюю ширину 50-60 км, а борта его осложнены подводными трогообразными фиордами до глубин 300-350 м на западе и V-образными врезами на востоке [Аксенов и др., 1987]. Коллектив ИО АН СССР [Аксенов и др., 1987] путем сейсмопрофилирования зафиксировал конечно-моренные гряды на Новоземельском склоне желоба на глубинах 80-100, 140-150 и 250-260 м, а у подножья восточного склона - конусы выноса и оползневые образования; это свидетельствует о воздействии четвертичных ледников лишь в непосредственной близости от орогена. В днище желоба работами А.Н. Ласточкина [1977] установлена палеодолина крупной реки, которая в районе порога Брусилова имеет выраженный antecedentный характер [Бирюков и Совершаев, 1985]. Борта желоба террасированы меандрировавшей здесь палеорекой [Аксенов и др., 1987] - видимо, палео-Обью, протекавшей в регрессивные эпохи плейстоцена через Байдарацкую губу [Ласточкин, 1977]. Помимо палеоруслу, в днище желоба зафиксированы локальные котловины и гряды относительной высотой до 100 м, сложенные меловыми породами [Аксенов и др., 1987].

Остальная часть Южно-Карского шельфа, за исключением структурно-денудационного плато на месте Южно-Карского свода, является аккумулятивной равниной [Морфоструктура..., 1986], в пределах которой А.Н. Ласточкиным [1977] выделены абразионные уровни на глубинах 13-16, 22-24, 36-38, 48-50 и 85-90 м. В районе свода - реликта олигоцен-миоценовой области сноса [Зархидзе и Мусатов, 1989] - зафиксированы палеоврезы относительной глубиной до 130-150 м; палеодолины врезаны в слоистую мел-палеогеновую толщу консолидированных осадков, дислоцированных в крупную антиклинальную складку [Аксенов и др., 1987]. Данная суша в начальные стадии новейшего этапа antecedentно прорезалась долинами рек, стекавших в сторону Ямала [Аксенов и др., 1987] и даже по направлению к морфологически еще не оформленному орогену Новой Земли [Зархидзе и Мусатов, 1989]. По мере обрушения Восточно-Новоземельского желоба [Зархидзе и Красножен, 1984; Мусатов, 1990], эта речная сеть могла перехватываться палео-Обью [Аксенов и др., 1987]. Вне пределов свода величина расчленения рельефа не превышает 100 м [Аксенов и др., 1987], а в Байдарацком прогибе дно сложено неконсолидированной слоистой толщей новейших осадков, где коллективом ИО АН СССР по сейсмоакустическим данным выделено 4 генерации [Аксенов и др., 1987]; в их кровлях и подошвах установлены региональные поверхности эрозионных несогласий, которые коррелируются [Мусатов, 1989] с регрессивными эпохами конца миоцена, позднего плиоцена, конца среднего плейстоцена и рубежа плейстоцена и голоцена.

Наш опыт исследования морфоструктуры и морфоскульптуры зоны сочленения Восточно-Новоземельского и Байдарацкого желобов включал интерпретацию достаточно редких здесь сейсмоакустических профилей ПГО «Севморгеология» [Баренцевская..., 1988; Мусатов, 1989; 1990] и опубликованных сейсмоакустических данных ИО АН СССР [Аксенов и др., 1987; Торопов, 1985], а также материалов эхолотирования и детальных батиметрических промеров. Использовались морские карты масштаба 1 : 200 000, которые затем сводились в общую батиметрическую карту региона масштаба 1:500 000 с сечением изобат 5 м. На рис. 1 приведена уменьшенная ее версия. При обработке этих карт применялась методика А.Н. Ласточкина [1987], в соответствии с которой выделялись линии выпуклых и вогнутых перегибов (соответственно бровки и тыловые швы подводных террас), а также гребневые и килевые линии (оси древних водоразделов и тальвеги палеодолин соответственно). При морфоструктурном районировании учитывались также мощности коррелятивных неотектоническому этапу олигоцен-четвертичных осадков [Аксенов и др., 1987; Махотина, 1982; Суздальский, 1976; Зархидзе

и Мусатов, 1989] и современное положение доолигоценовой поверхности выравнивания [Мусатов, 1989].

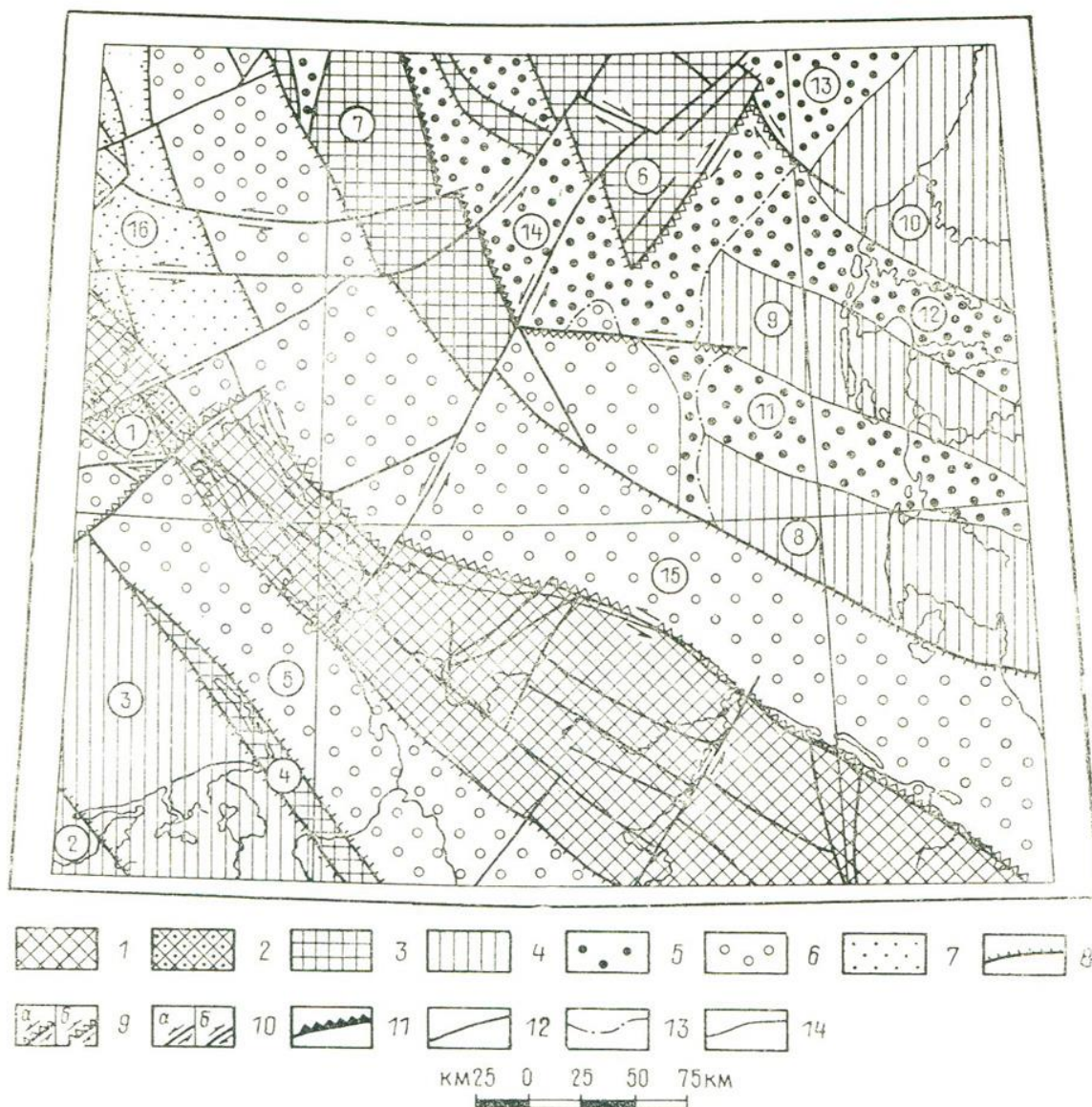


Рис. 2. Неотектоническая схема Южно-Карского шельфа.

1 — герцинско-раннекеммерийские эпиплатформенные орогены; 2 — наложенные грабены в их пределах; 3—7 — внутриматериковые плиты: 3 — структурно-денудационные останцы древних сводов, 4 — платформенные валы, поднятия и седловины, 5 — платформенные прогибы и впадины, 6 — передовые предорогенные прогибы, 7 — молодые инверсионные грабен-желоба; 8—12 — дизъюнктивные дислокации: 8 — сбросы, 9 — сбросо-сдвиги (а — левые, б — правые), 10 — сдвиги (а — левые, б — правые), 11 — взбросы, 12 — новейшие разломы неустановленной кинематики; 13 — флексуры, 14 — границы неоструктур. Цифры в кружках: 1 — грабен Карских Ворот, 2 — Варандейский вал, 3 — Печороморская седловина, 4 — горст о-ва Долгого, 5 — Коротаихинский передовой прогиб, 6 — Южно-Карский свод, 7 — вал Литке, 8 — Южно-Ямальское поднятие, 9 — Нурминский вал, 10 — Северо-Ямальское поднятие, 11 — Восточно-Байдарацкий прогиб, 12 — Нейтнискский прогиб, 13 — Свердрупский прогиб, 14 — Югорский прогиб, 15 — Байдарацкий передовой прогиб, 16 — Восточно-Новоземельский грабен-желоб.

В зоне сочленения желоба и прогиба выделен ряд морфологических уровней: аккумулятивные поверхности с мощностями новейших осадков до 50-150 м расположены на глубинах 0-50, 100-140, 130-170, 180-200 и 200-240 м, тяготея к наиболее погруженной части Байдарацкого прогиба. В районе Южно-Карского свода на глубинах 0-25, 60-80, 90-110, 110-120 и 140-150 м располагаются структурно-денудационные останцы, являющиеся реликтами олигоцен-миоценовой области сноса; видимо, они сформированы при неравномерном проседании дна прилегающих Югорского и Свердрупского прогибов

внутриконтинентальной плиты на новейшем этапе ее развития. Мощности новейших отложений составляют от 10 до 75 м. Наконец, на крутых сбросовых бортах Восточно-Новоземельского желоба и в его днище намечаются денудационно-тектонические уровни на глубинах 50-100, 220-300 и 310-340 м, образованные в ходе обрушения этой морфоструктуры в позднем плейстоцене и голоцене. Ничтожные мощности рыхлых осадков здесь объясняются лишь крайней геологической молодостью этих процессов. Важно, что речные палеоврезы в пределах желоба выражены в современном рельефе, а в Байдарацком прогибе они следятся лишь в погребенном неогеновом субэпиральном палеорельефе.

На рис. 2 помещена неотектоническая схема Южно-Карского шельфа. Кинематика дизъюнктивных дислокаций при ее составлении устанавливалась предположительно по сейсмограммам или же по косвенным признакам, с учетом кинематики разломов, трассируемых на шельф с прилегающей суши. В пределах Печорской внутриконтинентальной плиты выделены Варандейский вал, Печороморская седловина, горст о-ва Долгого, ограниченный достаточно крутопадающими четко выраженными сбросами и характеризующийся германотипной складчатостью девонско-каменноугольных пород, и передовой по отношению к Пай-Хой-Новоземельскому орогену Коротайхинский прогиб. В наиболее погруженной части орогена оконтурен поперечный грабен Карских Ворот, днище которого освоено речными долинами пяти генераций [Мусатов, 1989; Зархидзе и Мусатов, 1989] возрастом от олигоцена до позднего плейстоцена и обработано экзарационной деятельностью четвертичных ледников [Аксенов и др., 1989; Торопов, 1985].

В пределах Западно-Сибирской внутриконтинентальной плиты выделяется ряд разновозрастных морфоструктур различного генезиса. Передовой Байдарацкий прогиб является аналогом Коротайхинского, превосходя его по размерам и амплитудам новейшего погружения. В центральной части Южно-Карского шельфа оконтурены вал Литке и Южно-Карский свод, представляющие собой структурно-денудационные останцы проседания некогда единой области сноса. Они разделены Югорским платформенным прогибом, а Свердрупский прогиб отделяет реликты Южно-Карского свода от морфоструктуры п-ова Ямал. В зоне последней намечены подводные продолжения Нурминского вала и Южно-Ямальского поднятия, ограниченные пологими бортами Восточно-Байдарацкого и Нейтинского прогибов [Мусатов, 1984; Флоренсов и др., 1981]. Возраст заложения всех вышеперечисленных морфоструктур - не моложе олигоцен-миоценовой эпохи, т.е. начала новейшего этапа. Напротив, возраст Северо-Ямальского поднятия, где простирания морфоструктурного плана меняются с северо-западных на меридиональные, значительно моложе, и оно отражает, видимо, плейстоценовую инверсию рельефа в пределах полуострова, где мощности плиоцен-четвертичных осадков значительно выше [Кузин, 1981], чем на шельфе.

Наконец, Восточно-Новоземельский грабен-желоб представляет собой совершенно самостоятельную морфоструктуру позднеплейстоцен-голоценового обрушения. Будучи ограничен молодыми сбросами, он является аналогом окраинно-шельфовых [Погребницкий, 1976] или приокеанических [Зархидзе и Красножен, 1984] грабен-желобов на северной периферии Баренцево-Карской окраинно-континентальной плиты - Воронина, Святой Анны, Британского канала, Франц-Виктория и Стуре [Мусатов, 1989], где также нередко выходят породы верхнего мела (сеномана) [Махотина, 1982; Слободин и Таманова, 1972]. Формирование этих грабен-желобов отражает современный процесс рифтогенной океанизации окраинно-континентальной и внешней части внутриконтинентальных плит, т.е. молодое грабенообразование, некомпенсированное осадконакоплением, в пределах древнего свода [Мусатов, 1989] в режиме растяжения земной коры [Сенин и др., 1989]. На рис. 2 видно, что северо-западное окончание Байдарацкого передового прогиба прослеживается к востоку от грабен-желоба, в пределах пологого склона древнего вала Литке. Именно там на сейсмограммах устанавливаются максимальные (до 100 м и выше)

мощности верхнекайнозойских отложений. В свете новых данных один из авторов настоящей статьи вынужден отказаться от прежних представлений [Мусатов, 1990] о том, что Восточно-Новоземельский желоб также является новейшим передовым прогибом. Видимо, начиная с олигоцен-миоценовой эпохи и вплоть до позднего плейстоцена, дно будущего грабен-желоба, расположенное на фланге эпиплатформенного орогена, было вовлечено в интенсивное воздымание, и эрозионный срез достиг там кровли нижнемеловых пород. В процессе поднятия терригенный снос осуществлялся на восток, где и располагалась северная ветвь передового Байдарацкого прогиба; об этом же свидетельствует и минералогический состав доголоценовых осадков в регионе [Зархидзе и Мусатов, 1989]. В позднем плейстоцене-голоцене, когда процессы океанизации и обрушения распространились на шельф внутриматериковой плиты, в желобе происходили активные опускания по серии сбросов; при этом дно Байдарацкого прогиба было наклонено в сторону грабен-желоба, обусловив изгиб слоев приповерхностных отложений.

Таким образом, если Байдарацкий прогиб - это унаследованная морфоструктура погружения, недокомпенсированного седиментацией, то Восточно-Новоземельский желоб - новообразованный грабен. Террасы на его бортах в силу молодости желоба не могут быть обусловлены эвстатическими колебаниями уровня моря и являются морфоструктурами «отседания» 2-го порядка.

Литература

1. Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М., 1987.
2. Армишев А.М., Борисов А.В., Бро Е.Г. и др. Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины по данным геофизических наблюдений и глубокого бурения // Геология морей и океанов /Отв. ред. И.С. Грамберг. Л., 1988.
3. Астахов В.И. [Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе](#) // Доклады АН СССР. 1976. Т. 231, № 5.
4. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. Л., 1988.
5. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. [Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в голоцене](#) // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов /Под ред. М.Н. Алексеева. М., 1985.
6. Верба М.Л., Волк В.Э., Матвеев Ю.И., Мурзин Р.Р. Глубинная структура Баренцевоморского шельфа по материалам комплексных геофизических исследований // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами /Отв. ред. Н.В. Шаров. Апатиты, 1985.
7. Волк В.Э. Физико-геологические предпосылки использования результатов магнитометрических данных для изучения земной коры // Геофизические методы разведки в Арктике / Отв. ред. Р.М. Деменицкая. Л., 1974. Вып. 9.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого. Л., 1984.
9. Зархидзе В.С., Красножен А.С. Опыт комплексного использования геолого-геофизических данных, батиметрии и космических снимков при морфоструктурном анализе Западно-Арктического шельфа // Космогеологические методы исследования в Арктике / Под ред. Б.Г. Лопатина. Л., 1984.
10. Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е. [Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое](#) // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала /Под ред. П.П. Генералова. Тюмень. 1989.
11. 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 / Под ред. В.С. Зархидзе. Л., 1986.
12. Кузин И.Л. [О происхождении мореноподобных отложений на севере Западной Сибири](#) // Известия Всесоюзного географического общества. 1981. Т. 113, вып. 6.
13. Ласточкин А.Н. [Рельеф дна Карского моря](#) // Геоморфология. 1977. №-2.

14. *Ласточкин А.Н.* Морфодинамический анализ. Л., 1987.
15. *Матишов Г.Г.* Дно океана в ледниковый период. Л., 1984.
16. *Махотина Г.П.* Особенности развития и строения новейшей структуры Баренцево-Карского шельфа // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики / Под ред. В.С. Зархидзе. Л., 1982.
17. *Межвилк А.А.* Геолого-тектонический контроль базитового магматизма запада Сибирской платформы и Таймыра // Магнезиальные базальты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности / Отв. ред. В.С. Соболев. Новосибирск, 1984.
18. Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей / Отв. ред. И.П. Герасимов, А.А. Асеев. М., 1986.
19. *Мусатов Е.Е.* Геоморфологическое районирование Ямала и Гыдана по космическим снимкам // Космогеологические методы исследования в Арктике / Под ред. Б.Г. Лопатина. Л., 1984.
20. *Мусатов Е.Е.* [Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое](#) // Геоморфология. 1989. № 3.
21. *Мусатов Е.Е.* [Неотектоника Баренцево-Карского шельфа](#) // Известия ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 1990. № 5.
22. [Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики](#) / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Н. Кулакова. Л., 1983.
23. *Погребницкий Ю.Е.* [Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция](#) // Советская геология. 1976. № 12.
24. *Сенин Б.В., Шитлов Э.В., Юнов А.Ю.* Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, 1989.
25. *Слободин В.Я., Таманова С.В.* Комплексы фораминифер из донных отложений Карского моря и их значение для изучения режима новейших движений // Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов / Под ред. Ю.Н. Кулакова, Н.Г. Загорской, О.В. Суздальского. Л., 1972.
26. *Суздальский О.В.* Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., 1976.
27. *Торопов Г.А.* Формирование и история развития рельефа юго-западной части Карского моря в плейстоцене: Автореф. канд. дис. М., 1985.
28. *Флоренсов Н.А., Варламов И.П., Галабала Р.О.* и др. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири. М., 1981.
29. *Vogt P., Ostensio N.* [Reconnaisance geophysical studies in Barents and Kara seas](#) // Arctic geology. Tulsa Okla, 1973.

Summary

The paper presents a new model of the southern Kara shelf evolution at the neotectonic stage. The Baidaratsk trough is shown to have submerged since the early Oligocene concurrently with Pai-Khoi uplift. The East Novaya Zemlya graben is noncompensated and it was formed during the late Pleistocene-Holocene.

Статья поступила в редакцию 15 июля 1991 г.

Ссылка на статью:



Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. Морфоструктура зоны сочленения Восточно-Новоземельского и Байдарацкого желобов // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 1992. Вып. 1 (№ 7). С. 51-59.