

## НЕОТЕКТОНИКА АРКТИЧЕСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

©1996 г. *Е.Е. Мусатов*

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана,*  
Поступила в редакцию 03.02.96 г.

Установлены основные этапы новейшего тектонического развития континентальных окраин Арктики. Коренная перестройка структуры окраин началась в олигоцене-миоцене и закончилась в конце позднего плейстоцена. Неотектоническое развитие Арктики определялось последовательным проникновением срединно-океанических хребтов из Северной Атлантики в Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны.

Актуальность неотектонических исследований Арктики определяется интенсивным промышленным освоением шельфов Северного Ледовитого океана (СЛО) и его материкового обрамления. Арктические континентальные окраины являются потенциально максимально перспективными на нефть и газ и другие виды полезных ископаемых. Открытые на Баренцевоморском шельфе Штокмановское газоконденсатное. Приразломное нефтяное и другие месторождения [*Ostistiy & Fedorovsky, 1993*] подтверждают существование огромных запасов углеводородов в регионе. Отсюда вытекает большое значение неотектонических исследований материковой окраины для реконструкции режимов новейших движений земной коры и современной геодинамики недр, разработки неотектонических критериев нефтегазоносности и определения величин кайнозойского эрозионного среза.

Основу фактического материала для неотектонического анализа составили результаты непрерывного сейсмоакустического профилирования и сейсморазведочных работ, полученные в различные годы подразделениями ВНИИОкеангеология [*Баренцевская..., 1988; Егузаров и др., 1977; Зархидзе и Мусатов, 1989; Кулаков и др., 1986; Мусатов и Мусатов, 1992*], МАГЭ [*Батурич, 1988*] и ПМГРЭ [*Верба и др., 1990; Геологическое..., 1984*] НПА «Севморгеология», НииМорГеофизики [*Сенин и др., 1989*], Норвежского Полярного института [*Solheim & Kristoffersen, 1984*] и других организаций. Вторая часть фактического

материала получена геологическими методами, позволившими идентифицировать и интерпретировать геофизические поля. Это, в первую очередь, разрезы инженерно-геологических скважин, пробуренных на шельфе [*Гриценко и Крапивнер, 1989; Крапивнер, 1986*], и опубликованные данные по глубокому бурению на шельфе и островах [*Армишев и др., 1988; Ostistiy & Fedorovsky, 1993*]. При отсутствии скважин в глубоководных районах основными геологическими данными служили результаты донного опробования [*Дибнер, 1978; Мусатов, 1989; Clark, 1975*] с длиной керна до 5 м. При неотектоническом районировании учитывались также опубликованные данные по неотектоническим режимам [*Белоусов, 1989; Варламов, 1985; Генералов, 1983; Герасимов и Мецераков, 1964; Грачев, 1973; Межвилк, 1994; Шульц, 1979; Fyles, 1990; Zarchidze et al., 1991*] обрамляющей суши.

Арктический сегмент Земли соответствует одноименной геодепрессии [*Погребницкий, 1976*] и охватывает весь геоструктурный ансамбль Северной Полярной области Земли (рисунок): 1 - пограничные, барьерные орогены и древние кратоны; 2 - эпিশельфовые внутри- и окраинно-материковые плиты; 3 - континентальные склоны и подножья; 4 - океанические плиты; 5 - срединно-океанические хребты. Первые из них представляют собой чисто континентальные геоструктуры, вторые и третьи слагают собой зоны перехода от материков к океанам, а четвертые и пятые составляют глубоководное океаническое ядро геодепрессии.

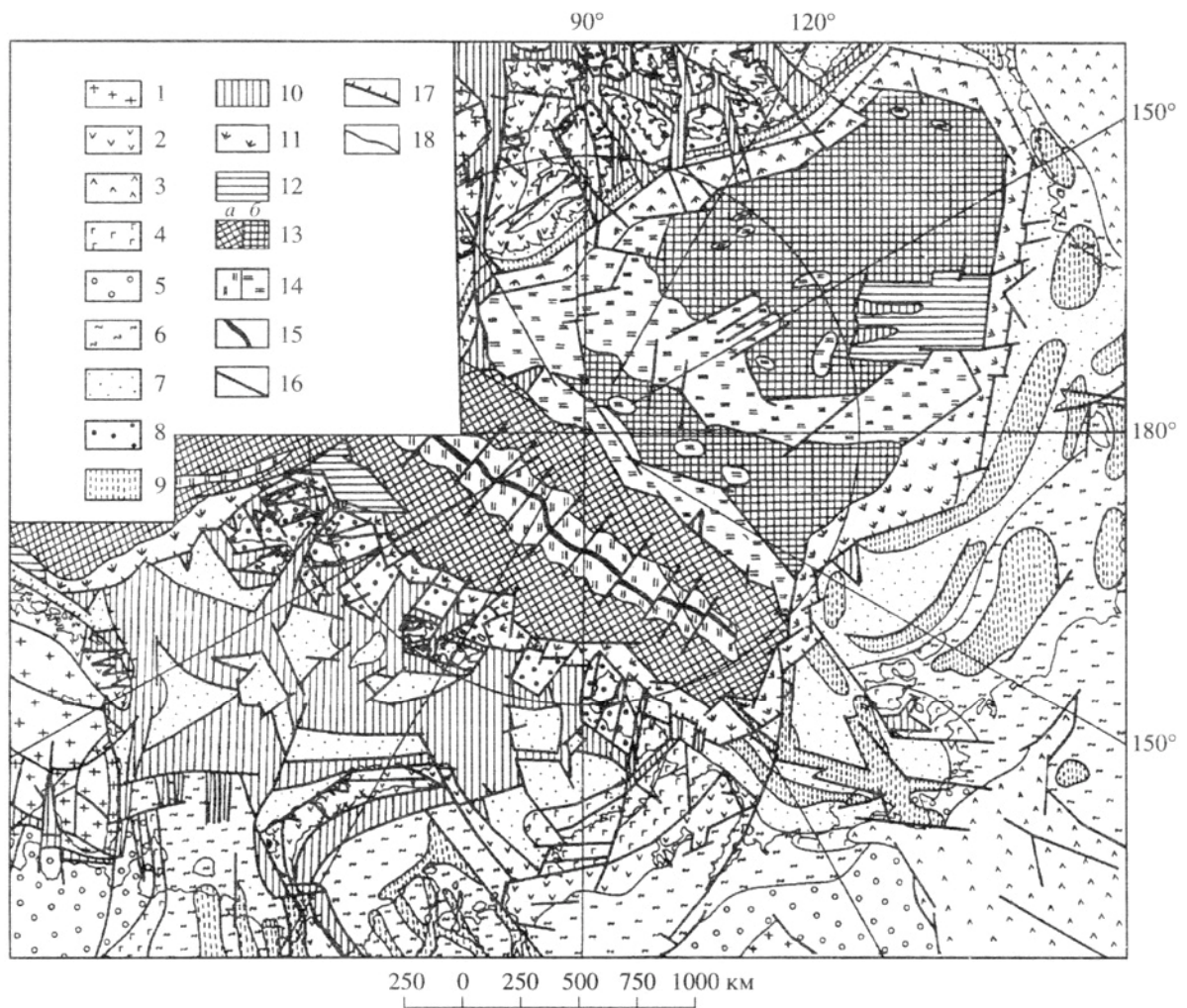


Схема неотектонического районирования Арктики. Континентальные окраины: 1 – кристаллические щиты (амплитуды новейших движений +100 ... +1000 м); 2 – эпикаледонские и эпигерцинские орогены (+200 ... +1500 м); 3 – эпикиммерийские и эпипальпейские орогены (+500 ... +2500 м); 4 – выступы складчатого основания плит (+50 ... +500 м); 5 – древние платформы (0 ... +200 м); 6 – молодые внутриматериковые плиты (-250 ... +250 м); 7 – молодые окраинно-материковые плиты (-300 ... +200 м); 8 – активизированные краевые шельфовые поднятия окраинно-материковых плит (0 ... +1500 м); 9 – новейшие прогибы, компенсированные осадконакоплением (-200 ... -500 м); 10 – некомпенсированные новейшие грабены (-250 ... -750 м); 11 – континентальные склоны (-500 ... -2000 м); 12 – краевые плато (-500-1000 м). Океаническое ядро Арктической геодепрессии: 13 – океанические плиты: а – со спрединговой структурой и корой океанического типа (амплитуды новейших горизонтальных перемещений до сотен километров, погружений – до -1000 ... -2000 м); б – с мозаичной структурой магнитного поля и корой субокеанического типа (горизонтальные перемещения – десятки километров, погружения до -2000 ... -3000 м); 14 – океанические хребты: а – сейсмичные срединно-океанические (горизонтальные перемещения – до 10 км, вертикальные движения – до +1000 ... +2000 м), б – асейсмичные хребты типа останцов оседания (горизонтальные перемещения – десятки километров, вертикальные движения до -500-1000 м); 15 – рифтовые долины (горизонтальные перемещения – первые километры, вертикальные движения – до -500 м). Внемасштабные обозначения: 16 – новейшие дизъюнктивы; 17 – флексурно-разломные зоны бровки шельфа; 18 – пликативные границы неоструктур 1 и 2 порядков.

Пояс пограничных и барьерных орогенов включает карелиды и свекофенниды Балтийского, Гренландского и Канадского щитов, байкалиды Тимано-Канинского и Северо-Таймырского выступов складчатого основания, каледониды Скандинавии, герциниды - ранние киммериды Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и гор Бырранга, мезозоиды северо-востока России и альпиды Северо-Американских Кордильер. Основную часть Арктических материковых окраин занимают внутриматериковые (Печорская и Западно-Сибирская) и окраинно-материковые (Баренцево-Карская, Лапте-

воморская, Восточно-Сибирско-Чукотская, Бофорта и Канадского архипелага) плиты. Океанические плиты СЛО представлены в Норвежско-Гренландском суббассейне (НГБ) двумя одноименными котловинами, в Евразийском суббассейне (ЕБ) - плитами Нансена и Амундсена, а в Американо-Арктическом суббассейне (АБ) - Канадской котловиной. ЕБ и АБ разделены асейсмичными хребтами Ломоносова, Альфа-Менделеева и другими, составляющими [Ласточкин и Нарышкин, 1989] единую область Центрально-Арктических океанических поднятий (ЦАООП) с корой переходного типа. К сре-

динно-океаническим хребтам относятся хребет Гаккеля в ЕБ хребты Мона и Книповича в НГБ. Карта неотектонического районирования Арктики приведена на рисунке.

Арктические материковые окраины выражены в мегарельефе лестницей геоморфологических уровней от склонов орогенов до континентальных подножий Арктической геодепрессии. Шесть гигантских ступеней рельефа соответствуют неоструктурам 1 порядка: щитам, орогенам и выступам складчатого основания (+200 ... +1000 м); внутриматериковым плитам (+150 ... -150 м); мегапрогибу окраинно-материковой плиты (-100 ... -400 м); краевым архипелагам и желобам (+1000 ... -750 м); континентальным склонам и краевым плато (-200 ... -3000 м); континентальным подножьям (-3000 ... -4000).

Зоны перехода НГБ и ЕБ характеризуют раннюю стадию развития окраин атлантического типа и отличаются рядом аномальных особенностей. К ним относятся: уникальная ширина шельфов (до 750-1500 км) и их переуглубленность (до 500-750 м); повышенная мощность осадочных чехлов; краевые шельфовые поднятия архипелагов, где выходят складчатые герцинские, каледонские и докембрийские комплексы; широкое развитие некомпенсированных седиментацией грабен-желобов; наличие «окон» безгранитной коры, повышенная сейсмичность (особенно близ материковых склонов и бортов грабен-желобов), локальное развитие современного магматизма (голоценовый вулканизм на Шпицбергене); широчайшее развитие фиордовых побережий, где грабены фиордов заложены по сети сбросов и сбросо-сдвигов, оперяющих материковые склоны и грабен-желоба. На других атлантических окраинах системы таких грабенов обычно погребены в кровле акустического фундамента под осадочным чехлом.

Коренное отличие Западно- и Восточно-Арктических шельфов состоит в исключительной выровненности дна последних на глубинах до 50-60 м. Окраинно-материковые плиты Восточно-Сибирского и Чукотского морей примыкают к ЦАООП, а Лаптевоморская плита торцово сочленяется с ЕБ, и глубокие грабен-желоба в ее

пределах компенсированы мощной (до 1.2-1.4 км) толщей синрифтовых осадков. Западно-Арктические шельфы развиваются по периферии самого молодого океана планеты, чем и объясняется определенная уникальность их морфологии.

Возраст макрорельефа отдельных морфоструктур становится все более молодым с юга на север - от пограничных орогенов к океаническому ядру геодепрессии. На материковых окраинах выделяется [Мусатов и Мусатов, 1992] единый ряд соподчиненных и обычно ортогональных линейных форм рельефа: материковый склон - краевой грабен-желоб - фиорд - наземный трог. Геоморфологическое строение Баренцево-Карской плиты удивительно схоже с зоной перехода Канадского архипелага; их первичная неотектоническая раздробленность подчеркнута экзарационной деятельностью ледников. Высокая окраинно-материковая плита Канадского архипелага находится в стадии формирования и граничит с эпиплатформенным орогеном о-ва Элсмир, выступом основания на о-ве Мелвилл и Канадским кристаллическим щитом. Новейшие грабены, секущие древние тектонические зоны, формируют сложную систему проливов архипелага (Виктория, Макклур Стрэйт, Ланкастер Саунд и др.) с глубинами до 500-750 м. Но Канадский архипелаг обрамляет АБ с корой субокеанического типа и мозаичным магнитным полем, а Баренцево-Карская плита расположена по периферии спрединговых ЕБ и НГБ.

Одним из структурных аналогов Арктических зон перехода является ЦАООП: хребет Ломоносова допустимо рассматривать как участок шельфа, отторгнутый в ходе спрединга в ЕБ от Евразии и погруженный на новейшем этапе. Склон хребта, обращенный к котловине Амундсена, подобен Шпицбергенско-Североземельскому материковому склону; вдоль них прослежены сейсмогенные зоны [Аветисов, 1993], продолжающиеся в море Лаптевых.

Знаменательно, что в зоне перехода Западной Антарктиды также широко развита система продольных и поперечных грабенов (Георга VI, Брансфильд и др.) и краевое поднятие, сложенное выступами аку-

стического фундамента в море Росса. Но принципиальное отличие состоит в том, что ЕБ является «зародышевым» океаном, ограниченным континентальными геоструктурами, а Западная Антарктида представляет собой ансамбль подвергшихся в мезокайнозойе рифтогенной деструкции материковых блоков, окруженных океаническими плитами древнего Южного океана. Отсюда понятен тот факт, что при гипотетическом снятии ледниковой нагрузки Западная Антарктида распадется на ряд архипелагов, разделенных субокеаническими желобами. Ряд сходных геолого-геоморфологических черт Арктических зон перехода с Западной Антарктикой может свидетельствовать, что максимум неотектонической активности при отсутствии процессов субдукции проявился на материковых окраинах, расположенных в околополюсных пространствах Земли.

В неотектонических исследованиях [Грачев, 1977; Николаев, 1988; Шульц, 1979] нижняя граница новейшего этапа для большинства платформенных и складчатых областей определяется как рубеж эоцена и олигоцена. Геоморфологический этап [Герасимов и Мецераков, 1964] охватывает время формирования геотектуры Земли в целом и совпадает со временем распада Пангеи, т.е. мезо-кайнозойской эпохой формирования современного Мирового океана. Для Арктики геоморфологический этап охватывает позднепермско-кайнозойскую эпоху становления [Геологическое..., 1984; Погребницкий, 1976] современного облика Арктической геодепрессии, а неотектонический этап был реализован на протяжении и олигоцен-четвертичной эпохи.

Рубеж раннего и позднего мела был переломным моментом в геологической истории Арктики, когда обширные области сноса, располагавшиеся в доокеаническую стадию на месте будущих глубоководных котловин СЛО [Геологическое..., 1984], испытали рифтогенную инверсию. Позднемеловая-датская фаза явилась эпохой крупнейшего регионального поднятия Арктических материковых окраин, особенно по периферии спрединговых ЕБ и НГБ, где на Баренцево-Карской окраинно-материковой

плите эрозионный срез достиг кровли юрских, а на ряде крупнейших антиклиналей (Персея и др.) - триасовых пород. Видимо, эта эпоха региональных воздыманий была обусловлена реакцией земной коры окраин Евразийского и Северо-Американского континентов на интенсивное сжатие [Eldholm & Talwani, 1977], возникшее при начале спрединга в ЕБ и НГБ. По периферии АБ на Канадском архипелаге в позднемеловое-датское время также предполагается эпоха тектоно-магматической активизации, предшествующая юриканской складчатости и зафиксированная прослоями вулканического пепла с возрастом 65-66 млн. лет в кровле формации Кангук.

Палеоцен-эоценовая эпоха в Арктике ознаменовалась растяжением океанического дна в НГБ и обширными излияниями базальтов Брито-Арктической провинции Туле [Faleide et al., 1984; Sundvor, 1974]. Материковые окраины на данном этапе характеризовались тектоническим спокойствием и умеренными колебательными движениями. На Канадском архипелаге в условиях выровненного рельефа накапливались континентальные образования формации Юрика-Саунд, на Баренцево-Карском шельфе была выработана единая поверхность выравнивания. Глинистые и глинисто-дресвянистые коры выветривания полного профиля этого времени установлены на Балтийском щите, Тимано-Канинском выступе и в Предуралье. В морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском эпоха пенепленизации охватила почти весь палеоцен, в конце которого на материковой окраине господствовали денудационно-аккумулятивные равнины, а в эоцене там развивалась морская трансгрессия. В связи с высоким стоянием уровня моря в эоцене морская трансгрессия распространялась со стороны активно формирующегося НГБ через Медвежинский и Нордкапский желоба и на Баренцево-Карском шельфе, но там ее осадки, в отличие от Восточно-Арктического шельфа, были практически полностью денудированы в олигоцен-миоценовую эпоху воздыманий. Собственно к шельфовым бассейнам в эту эпоху может быть отнесен лишь Западно-Сибирский бассейн, где накопились кремнисто-

глинистые формации мощностью до 1 км и выше, но там трансгрессия распространялась с юга, через Тургайский прогиб, и Западная Сибирь представляла собой шельф Тетических океанических бассейнов. Уникальным исключением являются периокеанические прогибы Свальбарда Западно-Шпицбергенский и Форлансуннет, параллельные материковому склону НГБ: там мощности терригенных палеогеновых пород [Баренцевская..., 1988; Геологическое..., 1984] превышают 2.5 км.

Олигоцен-миоценовый этап охарактеризовался коренной сменой палеогеографических обстановок в Арктике. Окончательно оформилась глубоководная впадина НГБ, и процессы рифтогенеза и спрединга сместились в ЕБ. С олигоцена начинаются интенсивные воздымания эпиплатформенных орогенов и щитов, приведшие к возрождению низкогорного рельефа в их пределах. Параллельно происходит первое похолодание, связанное с ростом гор. Это зафиксировано в смене типа кор выветривания, который становится гидрослюдистым. Западно-Сибирский морской бассейн подвергается обмелению и постепенному осушению, и там накапливаются лигнитоносные аллювиально-озерные осадки. На Канадском архипелаге и в северной периферии Баренцево-Карской плиты в полосе Шпицберген - Земля Франца-Иосифа - Северная Земля в условиях чередования условий растяжения и сжатия начинает формироваться возвышенная суша, служившая впоследствии областью сноса для седиментационных бассейнов внутриматериковых плит. По своему неотектоническому режиму области воздымания вдоль Шпицбергенско-Североземельского материкового склона соответствуют одному из плечей трога относительно ЕБ. Периокеанические бассейны Свальбарда в миоцене закрываются и испытывают инверсию; наступает самая активная эпоха воздыманий и формирования неотектонических дислокаций за всю платформенную историю архипелага. Каледониды горста Западного Побережья в постолигоценное время были интенсивно надвинуты на окраинно-материковую плиту, Западно-Сибирский бассейн подвергается обмелению и затем осушению. Судя

по «предгорному» характеру аллювия в формациях Балласт-Брук и Бофорт [Fyles, 1990], максимум неотектонической активности проявился в миоцене на Канадском архипелаге по периферии АБ.

На плиоцен-плейстоценовом этапе в связи с активным развитием ЕБ и деструкцией материковых массивов началась деградация областей сноса на Канадском архипелаге, разбитом грабенами проливов на отдельные острова, и близ материкового склона ЕБ, рассеченного краевыми грабен-желобами Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина. Ведущим неотектоническим процессом были резкие некомпенсированные погружения шельфовых впадин в Западной Арктике, где была возрождена сложная система грабен-рифтов Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба [Баренцевская..., 1988]. Она установлена сейсмическими работами [Верба и др., 1990; Сенин и др., 1989] в девонско-нижнемеловых породах и наследуется выявленными сейсмоакустическим профилированием [Мусатов, 1989; Мусатов и Мусатов, 1992] прогибами и желобами в подошве верхнекайнозойского чехла. На Центрально- и Восточно-Арктических шельфах унаследованные рифтогенные желоба (Омолойский, Усть-Ленский и др.) обычно компенсированы седиментацией. Максимум неотектонической активности на Баренцево-Карской материковой окраине проявился в поясе пограничных и барьерных орогенов, где воздыманиями были охвачены Скандинавия, Кольский п-ов, Тиман, Полярный Урал, Новая Земля и Таймыр, и на краевом шельфовом поднятии вдоль Шпицбергенско-Североземельского материкового склона.

На шельфах происходили частичное захоронение фрагментов палеогеновой поверхности выравнивания (уже разбитой на отдельные блоки неотектоническими дислокациями) в эпохи морских трансгрессий и ее эрозионно-экзарационная переработка при регрессиях и оледенениях. Мощности плиоцен-четвертичного плаща, представленного песчано-глинистыми преимущественно ледниково-морскими осадками, установлены сейсмоакустическим профилированием, бурением и донным пробоотбором: они составляют обычно 5-150 м на Барен-

цево-Карской плите [Гриценко и Крапивнер, 1989; Мусатов, 1989], но на Лаптевоморском шельфе [Геологическое..., 1984] и Бофортской [Fyles, 1990; Vincent, 1990] плите они в ряде случаев увеличиваются до 1 км и выше.

Высоты ниже-среднеплейстоценовых морских террас, фиксирующих максимальную трансгрессию, на материковом обрамлении морей Баренцева, Карского и Лаптевых достигают +200-+220 м. Синхронные им отложения рельефообразующей формации Нельсон-Ривер [Vincent, 1990] на о-ве Бэнкс Канадского архипелага представлены в ледниково-морских фациях и слагают террасу высотой всего +60 м, а перекрывающие озерно-болотные осадки формации Кэйп-Коллинсон соотносятся с морскими образованиями бореальной (казанцевской, микулинской) трансгрессии Российской Арктики. Это свидетельствует о том, что размах неотектонических движений в плейстоцене был гораздо значительнее не на окраинах АБ, как в миоцене, а по периферии ЕБ, который геологически более молод. Континентальные склоны в плиоцене и плейстоцене испытывали проградационное выдвигание в сторону океана [Eldholm & Talwani, 1977; Solheim & Kristoffersen, 1984] за счет интенсивной деятельности суспензионных потоков.

Последняя неотектоническая перестройка Арктических окраин произошла в конце позднего плейстоцена, ознаменовав собой начало нового палеогеографического этапа. Неотектоническая активизация совпала с гляциоэвстатической регрессией и последним (классическим висконсинским в Северной Америке, поздневюрмским в Альпах, поздневислинским в Европе, поздневалдайским на Русской платформе и сартанским в Западной Сибири) оледенением. Это предопределило тектоническую природу современного мега- и макрорельефа зоны перехода и ее гляциальную морфоскульптуру. Масштабы последнего оледенения в оценках различных авторов отличаются от модели панарктического ледника на всех Арктических шельфах России [Гросвальд, 1983] до полного его отрицания [Генералов, 1983; Гриценко и Крапивнер, 1989; Крапивнер, 1986]; несомненно, что

висконсинское оледенение максимально проявилось в Канадской Арктике [Fyles, 1990; Vincent, 1990], где высоты голоценовых морских террас и амплитуды гляциоэвстатических воздыманий [Грачев, 1973] могут достигать 300-400 м. Их величины для Фенноскандии и Шпицбергена составляют 120-300 м [Грачев, 1973; Мусатов, 1989] в зависимости от мощности поздневислинского ледника.

Высоты морских террас в Российской Арктике свидетельствуют о затухании гляциоэвстатических движений с запада на восток, где последнее оледенение было минимальным, а также о волнообразном характере неотектонической активности, импульсы которой распространялись как с севера на юг, так и с запада на восток. Это может быть связано с реакцией земной коры зон перехода на процессы растяжения дна в ЕБ и НГБ.

На позднелейстоцен-голоценовом этапе высокоамплитудные проседания земной коры в краевых грабен-желобах наряду с гляциоэвстатическими воздыманиями ряда побережий привели к окончательному оформлению современного морфоструктурного ансамбля пограничных и барьерных орогенов, седиментационных бассейнов окраинно- и внутриматериковых плит и сводово-купольных поднятий архипелагов Арктических зон перехода. Современная сейсмичность континентальных склонов, фиордовых побережий и бортов ряда грабен-желобов [Аветисов, 1993; Ассиновская, 1994] свидетельствует о непрекращающейся неотектонической активности зоны перехода.

Наибольшие амплитуды новейших погружений приурочены к зонам материковых склонов, осевым частям окраинно-материковых плит и краевым грабен-желобам. Максимальная унаследованность неотектонического режима характеризует внутриматериковые плиты. Автономно в новейшем этапе развивались краевые архипелаги и наложенные грабен-желоба. Амплитуды неотектонических движений составляют: +100-+1500 м на щитах и выступах складчатого основания; +200 ... +2500 м в пределах возрожденных орогенов; 0 ... +200 м на древних платформах; -250 ...

+250 м на молодых внутриматериковых плитах; -750 ... +750 м на окраинно-материковых плитах; -500 ... -2000 м на континентальных склонах и краевых плато; -1000 ... -2000 м на океанических плитах; -500 ... -1500 м на асейсмичных океанических хребтах; -500 ... +1500 м на срединно-океанических хребтах. Амплитуды горизонтальных перемещений земной коры достигают сотен километров в спрединговых НГБ и ЕБ. Региональный фон неотектонического погружения Арктических материковых окраин составляет 200 м.

Сейсмостратиграфический анализ и исследование вещественного состава кайнозойского чехла позволили выделить несколько структурных этажей, отражающих четыре крупных этапа развития Арктических материковых окраин: палеоцен-эоценовый седиментационный, олигоцен-миоценовый денудационный, плиоцен-плейстоценовый денудационно-седиментационный и позднплейстоцено-голоценовый седиментационный. Новейшие движения на шельфах имели контрастный колебательный характер: в палеогене преобладающим было влияние процессов океанообразования в НГБ, и волна неотектонической активизации распространялась с запада на восток. В неоген-четвертичное время интенсивно формировался ЕБ, и максимум неотектонической активности смещался в субмеридиональном направлении. Это привело к мощным воздыманиям в поясе краевых шельфовых поднятий и пограничных орогенов и погружениям окраинно- и внутриматериковых плит.

Ведущим неотектоническим процессом на Баренцево-Карской плите была по-

следовательная деструкция возвышенной суши, располагавшейся в полосе Шпицберген - Земля Франца-Иосифа - Северная Земля и служившей источником терригенного сноса для седиментационных бассейнов южных и центральных частей материковой окраины. В неоген-четвертичное время эта область сноса была расчленена грабенами окраинно-шельфовых желобов и распалась на ряд архипелагов. Неотектонический режим Арктических континентальных окраин в целом благоприятствовал сохранению и переформированию залежей углеводородов и приросту амплитуд нефтегазоносных структур на Печорской, Западно-Сибирской, Баренцево-Карской и Бофортской плитах. Огромные значения позднемиоценового и олигоцен-миоценового эрозионного среза, достигающего значений 1-2 км, явились декомпрессионным фактором и привели к заметным снижениям пластовых давлений. С другой стороны, часть залежей углеводородов в северной периферии Баренцево-Карской плиты, особенно близ Свальбарда и Земли Франца-Иосифа, на новейшем этапе была разрушена за счет интенсивного дизъюнктивного неотектогенеза.

Неотектоническое развитие Арктики определялось поступательным проникновением в позднем мелу-кайнозое системы срединно-океанических хребтов [Грачев, 1977] из Северной Атлантики в НГБ и ЕБ. Это обусловило контрастный, а в отдельные эпохи - волнообразный характер новейших движений материковых окраин, имеющих циркум-океаническую зональность.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П. Геодинамика сейсмоактивных зон Арктического региона // Отеч. геология. 1993. № 10. С. 52-61.
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. Докл. сов. геол. на 28 МКК. Л.: ПГО «Севморгеология», 1988. С. 195-204.
3. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. М.: РАН. Нац. Геофиз. комитет, 1994. 128 с.
4. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1988. 264 с.
5. Батулин Д.Г. [Строение и эволюция континентальной окраины Евразийского бассейна между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа](#) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 2. С. 419-423.

6. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
7. Варламов И.П. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири // Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность. М.: Наука, 1985. С. 3-14.
8. Верба М.Л., Паленкин А.Д., Дараган-Сущева Л.А. Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа по данным КМПВ // Сов. геология. 1990. № 12. С. 36-47.
9. Генералов П.П. Основные черты неотектоники Западно-Сибирской плиты // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск, ИЭК СО АН СССР, 1983. С. 87-96.
10. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого). Л.: Недра, 1984. 280 с.
11. Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап в развитии Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3-12.
12. Грачев А.Ф. Некоторые вопросы гляциоизостазии // Изостазия. М.: Наука, 1973. С. 152-157.
13. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
14. Гриценко И.И., Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона, осадочные (седиментационные) сейсмо-стратиграфические комплексы и их вещественный состав // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. Апатиты: КФ АН СССР, 1989. С. 28-45.
15. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
16. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978, тр. НИИГА. Т. 185. 211 с.
17. Егизаров Б.Х., Ермаков Б.В., Полюкин Я.И. Тектоника Северной Полярной области Земли (объясн. зап. к тектонической карте Северной Полярной области Земли м-ба 1:5 000 000). Л.: НИИГА, 1977. 200 с.
18. Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е. [Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое](#) // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях Западной Сибири и Урала. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 123-140.
19. Крапивнер Р.Б. [Бескорневые неотектонические структуры](#). М.: Недра, 1986. 204 с.
20. Кулаков Ю.Н., Дибнер В.Д., Егизаров Б.Х., Казмин Ю.Б. Морфоструктура Арктического бассейна Северного Ледовитого океана // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 40-53.
21. Ласточкин А.Н., Нарышкин Г.Д. [Новые данные о рельефе дна Северного Ледовитого океана](#) // Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 6. С. 968-973.
22. Межвилк А.А. Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России // Геотектоника. 1994. № 4. с. 27-34.
23. Мусатов Е.Е. [Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое](#) // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76-84.
24. Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. [К проблеме происхождения фиордов \(на примере западной Арктики\)](#) // Бюлл. МОИП. Отдел геологии. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 28-33.
25. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.
26. Погребницкий Ю.Е. [Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция](#) // Сов. геология. 1976. № 12. С. 3-22.
27. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Мурман. кн. изд., 1989. 278 с.
28. Шульц С.С.-ст. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
29. Clark D.L. Geological history of the Arctic Ocean Basin // Canada's Continental Margins. Can. Soc. of Petrol. Geol., Calgary, 1975. P. 501-524.
30. Eldholm O., Talwani M. The sediment distribution and structural framework of the Barents Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. № 7. P. 1015-1029.
31. Faleide J.I., Gudlaugsson S.T., Jackuart G. Evolution of the Western Barents Sea // Marine Petroleum Geology. 1984. V. 1. P. 123-150.
32. Fyles J.G. Beaufort Formation (Late Tertiary) as seen from Prince Patrick Island, Arctic Canada // Arctic. 1990. V. 43. № 4. P. 393-403.
33. Ostisty B.K., Fedorovsky Y.F. Main results of oil and gas prospecting in the Barents and Kara Sea inspire optimism // Arctic Geology and Petroleum Potential (eds. T.O. Vorren et al.). Norway. Petrol. Soc., Elsevier, Amsterdam. 1993. P. 273-320.
34. Solheim A., Kristoffersen Y. Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history // Norsk Polarinstittutt Skrifter, Oslo, 1984. V. 179B. P. 3-36.



35. *Sundvor E.* Seismic refraction and reflection measurements in the Southern Barents Sea // *Marine Geology*. 1974. V. 16. № 5. P. 255-273.

36. *Vincent J.-S.* Late Tertiary and Early Pleistocene deposits and history of Banks Island. Southwestern Canadian Arctic Archipelago // *Arctic*. 1990. V. 43. № 4. P. 339-363.

37. *Zarchidze V.S. Musatov E.E., Generalov P.P.* Norwegian, Barents and Kara Seas. Cenozoic // *Paleogeographical Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic* (eds. M.N. Alekseev, I.S. Gramberg, Yu.M. Pustcharovsky). G.B., Robertson Group Plk., 1991. V. 2. P. 1318-1335.

***Ссылка на статью:***



*Мусатов Е.Е.* **Неотектоника арктических континентальных окраин** // *Физика Земли*. 1996. № 12. С. 72-78.