УДК 551.242(268.3)

# БЫСТРОЕ ПОГРУЖЕНИЕ БАРЕНЦЕВСКОГО ШЕЛЬФА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 15–16 ТЫСЯЧ ЛЕТ

# © 2006 г. Р. Б. Крапивнер

Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ЗАО "ГИДЭК" 105203, Москва, 15 Парковая, 10а Поступила в редакцию 11.04.2005 г.

По результатам изучения верхней (100-150 м) части геологического разреза, включавшим морское бурение и непрерывное сейсмоакустическое профилирование, установлено, что новейшие отложения Баренцевского шельфа подразделяются на ряд седиментационных комплексов. Самый верхний из них на основной площади шельфа представлен глинистыми и алеврито-глинистыми илами, находящимися на начальной стадии консолидации и благодаря этому легко распознаваемыми на сейсмозаписях. Подошва покрова слабо консолидированных осадков является границей длительного субаэрального седиментационного перерыва, в период которого практически вся площадь нынешнего шельфа дренировалась реками. С помощью радиоуглеродного датирования распределенных в вертикальных разрезах слабо консолидированных осадков раковин фораминифер, моллюсков и пр. определены время начала последней трансгрессии моря и показано, что она имеет не гляцио-эвстатическое, а тектоническое происхождение. Общее погружение происходило с неравномерными по площади амплитудой и скоростью, которые в целом возрастали от современных мелководных площадей к глубоководным. В пределах последних средние скорости погружения составили 1.4-3.0 см/год, на 1-2 десятичных порядка превышая скорости седиментации, благодаря чему на глубоководных площадях шельфа сохранились черты субаэрального рельефа, предшествовавшего последней морской трансгрессии. Обосновывается вывод о том, что вызвавшее ее общее погружение является лишь этапом общих колебательных движений Западно-Арктической континентальной окраины Евразии, охватывающих позднемиоцен-четвертичное время и генетически или парагенетически связанных с процессами развития океанических котловин региона.

#### введение

Баренцевский шельф характеризуется огромными размерами (площадь акватории ~1.44 млн. км<sup>2</sup>), значительной глубиной моря (средняя равна 186 м) и сложным рельефом дна [3]. Он обладает чрезвычайно мощным (до 19 км) осадочным чехлом, основная часть которого приходится на мезозойские породы [6]. Выступы палеозоя и докембрия на окружающих его островах и в пределах Кольского полуострова ограничены высокими абразионными или абразионно-тектоническими берегами. На юго-восточной окраине шельфа в пределах примыкающих к нему низких аккумулятивных равнин близко к берегу подходят высокие морские террасы или водораздельные плато, тогда как аккумулятивные берега развиты спорадически, а ограниченные ими низкие (5–10 м) морские террасы имеют незначительную ширину. Таким образом, шельф представляет собой самостоятельную гипсометрическую ступень континентальной окраины, отделенную отчетливой геоморфологической границей не только от орогенов островного обрамления и от побережья Балтийского щита, но и от низменных равнин, сформированных рыхлыми отложениями. Строение развитого на нем мощного осадочного чехла (включая его приповерхностные горизонты) изу-

чено достаточно полно благодаря широким поискам углеводородного сырья, сопровождавшимся мелкомасштабной геологической съемкой и инженерно-геологическими исследованиями. Самыми молодыми из фаунистически охарактеризованных докайнозойских отложений внутренних районов шельфа являются глины маастрихта, встреченные в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины. Они местами перекрыты опоковидными глинами, вероятно, палеоценового возраста. Стратиграфически выше на разных горизонтах мезозоя, а вблизи континентального или островного обрамления шельфа – палеозоя и докембрия залегает практически непрерывный покров отложений, отделенный от подстилающих образований границей регионального стратиграфического, а местами эрозионного и углового несогласия – Upper Regional Unconformity норвежских авторов [23, 29 и др.]. Мощность покрова в целом незначительна и изменяется от долей метра до нескольких десятков метров, изредка достигая 100-150 м, а в районах, примыкающих к западному континентальному склону, 300 м и более. Несмотря на это, он обладает признаками самостоятельного структурно-формационного яруса, поскольку наряду с несогласием в основании характеризуется резко отличным от более древних образований лито-фациальным составом. Ниже

мы будем называть эти отложения новейшими, подразумевая, что они сформировались на протяжении неотектонической эпохи. Возраст новейших отложений региона не вполне ясен и служит объектом дискуссии. С учетом данных по низменным аккумулятивным равнинам южного обрамления шельфа [7, 13] и результатов бурения в Норвежском море [22], самые нижние их стратиграфические горизонты не древнее позднего миоцена.

Остается открытым вопрос и о возрасте современного Баренцевского шельфа как яруса мегарельефа Западно-Арктической континентальной окраины, а также о причинах его аномально низкого гипсометрического положения: даже на подводных возвышенностях глубины моря нередко



ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2006

превышают 200 м, во впадинах донного рельефа они достигают 400 м и более. Предлагаемая работа является попыткой решения этой проблемы. Она базируется на результатах инженерно-геологических исследований верхней (100-150 м) части осадочного покрова, включающей новейшие отложения и их субстрат, проводимых с 1980 г. До широты 76° в российском секторе шельфа Арктической морской инженерно-геологической экспедицией был выполнен большой объем непрерывного сейсмоакустического профилирования с вертикальным разрешением сейсмозаписей до 1-2 м и морского бурения с высоким (~80%) выходом керна. В процессе этих работ наряду с литолого-палеонтологической характеристикой вскрытых отложений довольно широко применялось радиоуглеродное датирование слабо консолидированных осадков. В большинстве случаев аксельраторным масс-спектрометрическим методом определялся радиоуглеродный возраст содержащихся в этих осадках фораминифер [27, 28], а в скважинах 17 и 104 (рис. 1) в бывшем Всесоюзном институте морской геологии и геофизики (г. Рига) датировались раковины морских моллюсков. В скважине 210 материалом для датирования служило дисперсное органическое вещество, образцы анализировались в Институте геохимии и физики минералов АН Украины, г. Киев. Во всех случаях ошибка определений не выходила за рамки ±60-135 лет. В Институте геохимии и физики минералов проводились также радиоуглеродный и термолюминесцентный анализы образцов консолидированных новейших отложений. Распределенные в нескольких вертикальных разрезах датировки по <sup>14</sup>С слабо консолидированных морских осадков, несогласное залегание которых на подстилающих породах установлено в многочисленных скважинах и на записях непрерывного сейсмоакустического профилирования, позволили установить с точностью радиоуглеродного анализа абсолютный возраст подошвы этих осадков на разных по современному батиметрическому положению площадях и, следовательно, время, когда эти площади в последний раз стали ареной морской седиментации. На основании этих данных можно определить средние скорости относительного повышения уровня моря на разных площадях шельфа за период времени, на протяжении которого в их пределах накапливались морские осадки последнего седиментационного цикла. Полученные результаты противоречат распространенным представлениям о том, что современная батиметрия шельфа обусловлена гляциоэвстатическим повышением уровня Мирового океана в конце позднего плейстоцена, и свидетельствуют о том, что она возникла в результате быстрых (доли сантиметра и первые сантиметры в год) неравномерных по площади тектонических погружений, начавшихся 15-16 тысяч лет назад.

Сведения о морфометрии восточной части Баренцевского шельфа, а также о расположении скважин, в которых выполнялись радиоуглеродные или термолюминесцентные анализы, приведены на рис. 1.

## ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЛАБО КОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОСАДКОВ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

С помощью методов сейсмостратиграфического анализа новейшие отложения подразделяются на ряд седиментационных комплексов [16]. Верхний из них на основной площади шельфа сложен глинистыми и алеврито-глинистыми илами, которые легко распознаются на записях непрерывного сейсмоакустического профилирования, характеризуясь низким рассеянием отраженных волн и акустической прозрачностью. Это обусловлено физическим состоянием илов, находящихся на начальной ("первичной") стадии фильтрационной консолидации, которая происходит, в основном, путем выдавливания поровой воды [18], вследствие чего минеральный каркас илово-

Рис. 1. Морфометрическая схема восточной части Баренцевского шельфа

<sup>1 –</sup> относительно мелководные площади, обрамляющие материковую или островную сушу; 2 – внутришельфовые подводные возвышенности; 3 – пояс мелководных банок; 4 – впадины; 5 – тектонические и эрозионно-тектонические желоба; 6 – границы грабен-желобов; 7 – границы продольных и поперечных эрозионно-тектонических желобов; 8 – предполагаемые тальвеги погребенных под слабо консолидированными осадками речных долин; 9 – континентальный склон; 10 – бровка шельфа; 11 – скважина, в которой выполнялось радиоуглеродное датирование слабо консолидированных осадков, и ее номер; 12 – скважина, упоминаемая в тексте и ее номер; 13 – линия геологического разреза (см. рис. 2) и ее номер; 14 – линия сейсмоакустического разреза и ее номер: II – Приновоземельский шельф (см. рис. 4), III – Кольский шельф (см. рис. 5), IV – Новоземельский желоб (см. рис. 7). Цифровые обозначения: 1 – Печоро-Канинское мелководье, 2 – Ямало-Югорское мелководье, 3 – Рыбачинское плато, 4 – Новоземельская цокольная терраса, 5 – Северо-Восточная возвышенность, 6 – Шпицбергенская банка, 7 – Центрально-Карское плато, 8–14 – подводные бозначения: 15 – Моллера, 16 – Гусиная, 17 – Северо-Канинская, 18 – Южно-Канинская, 19 – Мурманская, 20–22 – впадины: 20 – Центральная, 21 – Ольги, 22 – Приновоземельская, 23–25 – тектонические желоба: 23 – Св. Анны, 24 – Франц-Виктория, 25 – Медвежинский (восточное замыкание); 26–34 – эрозионно-тектонические желоба: 23 – Св. Анны, 24 – Франц-Виктория, 25 – Медвежинский, 28 – Южно-Новоземельский, 29 – Центральная, 30 – Кольский, 31 – Нансена, 32 – Персея, 33 – Демидовский, 34 – Гусиный



Рис. 2. Геологический разрез северной окраины Большеземельской тундры и прилегающей части Печорского моря (разрез I на рис. 1)

*1* – глинистые лиманные илы; 2 – алевриты; 3 – диамиктон; 4 – пески, 5 – скважина и ее номер; 6 – предполагаемое разрывное нарушение. Остальные усл. обозначения см. к рис. 3

го осадка испытывает лишь однородную деформацию объемного сжатия и вертикальные изменения физических (в том числе акустических) свойств хорошо коррелированы по латерали. На следующей стадии ("вторичная консолидация") большое значение в уплотнении осадков приобретает ползучесть гидратированных минеральных частиц, деформация илов становится неоднородной и происходит срыв латеральной сейсмической корреляции. Распространение сейсмических волн в подобной среде создает высокий рассеянный фон, и изображение на сейсмолентах выглядит хаотическим. Новейшие отложения алеврито-глинистого состава, характеризуемые таким типом сейсмозаписи, по физическому состоянию не отличаются от развитых в пределах низменных равнин, обрамляющих восточную часть Баренцева и западную часть Карского морей с юга. Преобладающим литотипом этих отложений являются так называемые "древние глины" [11] – неслоистые плохо сортированные песчано-алеврито-глинистые породы с небольшой (первые проценты) примесью эрратического и местного грубообломочного материала. Подобные образования часто обозначают генетически нейтральным термином "диамиктон" [24].

В области шельфа осадки последнего седиментационного комплекса подстилаются не самым молодым, а одним из нижних горизонтов диамиктона, распространенных на прилегающей суше (рис. 2), что согласуется с нашими наблюдениями

на северо-восточном побережье острова Колгуев [16]. В протяженных береговых обрывах высотой до 50 м здесь обнажаются не перекрытые диамиктоном пески с обильной морской фауной и обломками обугленной древесины запредельного или близкого к нему возраста по <sup>14</sup>С (от 35.5 до 40-43 тыс. лет и более). На площади шельфа последовательности радиоуглеродных и термолюминесцентных датировок в вертикальном разрезе морских илов и подстилающих консолидированных отложений (рис. 3, А, Б) показывают, что эпохи формирования диамиктона и залегающих стратиграфически выше морских илов разделены периодом продолжительностью не менее нескольких десятков тысяч лет. Часть этого времени приходится на региональный седиментационный перерыв, который фиксируется трансгрессивным залеганием слабо консолидированных осадков на разных горизонтах новейших отложений и, местами, непосредственно на мезозойских или домезозойских породах (рис. 4, 5). Об этом свидетельствуют и измерения остаточной намагниченности донных отложений в колонках, отобранных на разрезе от полуострова Рыбачий до Земли Франца Иосифа: морские илы перекрывают разные по возрасту пласты диамиктона, относимого в верхней части к магнитозонам Брюнес, Матуяма или Гаусс [5]. Наконец, существование седиментационного перерыва и размыва, предшествовавших накоплению слабо консолидированных осадков даже на больших глубинах, подтверждается при-



Рис. 3. Колонки скважин, в которых выполнялись: А – радиоуглеродное датирование слабо консолидированных осадков, Б – радиоуглеродное и (или) термолюминесцентное датирование консолидированных новейших отложений *l* – глинистый ил; 2 – алеврито-глинистый ил; 3 – песчано-алевритовый ил; 4 – ленточнослоистый глинистый ил; 5 – песчано-алеврито-глинистый (диамиктоновый) ил; 6 – песок; 7 – диамиктон; 8 – глина; 9 – подошва слабо консолидированных осадков по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования; *l*0 – радиоуглеродный возраст (лет); *l*1 – термолюминесцентные даты (тысяч лет); *l*2 – радиоуглеродные даты (тысяч лет). Н – современная глубина моря; т – мощность слабо консолидированных осадков

сутствием затопленных эрозионных долин, частично заполненных илами (рис. 6).

Наиболее крупными и отчетливо выраженными в донном рельефе фрагментами таких долин являются замкнутые и полузамкнутые линейные впадины - краевые и поперечные желоба. Первые приурочены к флангам крупных положительных структур, названия которых приводятся по [6], испытавших в неотектоническую эпоху относительное сводово-блоковое поднятие. К ним помимо Кольского, Новоземельского, а также Северо- и Южно-Новоземельского желобов относится выделенный нами Центральный желоб, протягивающийся вдоль границы Финмаркенского и Центрально-Баренцевских поднятий с Восточно-Баренцевским трогом (соответственно, Центральная возвышенность и Центральная впадина на рис. 1). Поперечные желоба пересекают эти неотектонические сооружения, например, желоб Нансена отделяет сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа (Северо-Восточная возвышенность на

рис. 1) от Адмиралтейского горста, унаследованного одноименной возвышенностью. Протяженность желобов изменяется от 200-350 до 600-760 км при ширине от 30-40 до 50-75 км и относительной глубине от 60-70 до 200-300 м. Некоторым исключением являются короткие (70-120 км) желоба шириной от 10-15 до 30-40 км и более, глубиной 100-180 м, представляющие собой антецедентные участки затопленных речных долин, пересекающих пояс мелководных банок, который протягивается между Новой Землей и Кольским полуостровом (см. рис. 1). Днища всех рассмотренных отрицательных форм рельефа находятся, как правило, глубже изобаты 200 м, максимальные глубины моря в пределах Центрального и Новоземельского желобов достигают 390-420 м. Поперечными или диагональными поднятиями дна они разделяются на ряд более коротких линейных впадин. Склоны желобов террасированы и пересекаются многочисленными ветвящимися к верховьям эрозионными ложби-



**Рис. 4.** Налегание слабо консолидированных осадков (1) по границе седиментационного перерыва и размыва на диамиктон (2) и меловые породы (3). Приновоземельский шельф, сейсмоакустический разрез II на рис. 1



**Рис. 5.** Налегание слабо консолидированных осадков (1) по границе седиментационного перерыва и размыва на аллювий погребенной долины (2), диамиктон (3) и юрские отложения (4). Кольский шельф, сейсмоакустический разрез III на рис. 1

нами. Они прорезают консолидированные новейшие отложения (в том числе диамиктон), врезаясь на глубину до 200 м в их мезозойский или домезозойский субстрат, и облекаются лишь слабо консолидированными осадками мощностью несколько метров, в днищах желобов возрастающей до 10–20 м. Подошва этих осадков является границей эрозионного, а зачастую и углового несогласия (рис. 7). Перечисленные признаки свидетельствуют о том, что желоба имеют очень молодой возраст и сформировались уже после отложения диамиктона непосредственно перед эпохой накопления слабо консолидированных осадков. На батиметрической карте восточной части Баренцева моря масштаба 1 : 1000000 с сечением донного рельефа 20 м (1985 г.), составленной под редакцией Г.Г. Матишова в тресте Арктикморнефтегазразведка (автор В.В. Назимов), вырисовываются почти непрерывные системы линейных понижений дна, включающие краевые и поперечные же-



**Рис. 6.** Сейсмоакустический разрез новейших отложений в районе скважины 313 (рисунок по сейсмозаписи) 1 – глинистые илы; 2 – диамиктон



**Рис. 7.** Сейсмоакустический разрез Новоземельского желоба (см. сейсмоакустический разрез IV на рис. 1) 1 – слабо консолидированные осадки; 2 – консолидированные новейшие отложения; 3 – наиболее древняя генерация погребенных речных долин; 4 – юрские отложения; 5 – кратные отражения от дна; 6 – разрывное нарушение

лоба и свидетельствующие о существовании в недавнем геологическом прошлом разветвленной гидрографической сети, конечным водоемом стока которой являлись неотектонический грабенжелоб Святой Анны либо непосредственно котловина Нансена (см. рис. 1). Глубина эрозионного расчленения поверхности нынешнего морского дна местами достигала 200–300 м на расстояниях в первые десятки километров. К югу от Шпицбергенской банки и Мурманской возвышенности, а также к западу от Центральной возвышенности в донном рельефе выражены верховья погребенных долин со стоком, направленным на запад, по всей вероятности, в Норвежско-Гренландский бассейн.

На отдельных, главным образом, мелководных участках ископаемые речные долины полностью замаскированы слабо консолидированными морскими осадками, но здесь погребенный под ними аллювий иногда (Печоро-Канинское мелководье) охарактеризован скважинами. На глубоководных площадях, где тальвеговая зона крупных погребенных долин не изучена бурением, достоверный аллювий под толщей слабо консолидированных осадков пока не вскрыт. Однако в палеодолинах небольших притоков и здесь обнаружены следы линейного размыва диамиктона, предшествовавшего накоплению морских илов: базальный горизонт последних обогащен скоплением грубообломочного материала (см. скв. 26, 313 на рис. 3).

В желобах, прорезающих мелководные банки, а также на примыкающих к ним площадях Печоро-Канинского мелководья нижняя основная по мощности часть разреза слабо консолидирован-



**Рис. 8.** Графики изменения показателя консистенции  $(I_L)$ , плотности ( $\rho$ ) и прочностных свойств при статическом зондировании ( $q_{cT}$ ) в колонке скважины 61 (см. рис. 1, глубина моря 301 м) Условные обозначения см. на рис. 3

5 словные обозначения см. на рис. 5

ных осадков сложена специфическими фациями, в современных условиях формирующимися на приливной литорали в эстуариях рек [12]. Это подтверждается геоморфологическими признаками, свидетельствующими о накоплении илов на характерных для таких фаций побережьях [9]: в широких морских заливах с узким входом, приуроченным к одному из поперечных желобов (Гусиному и др., см. рис. 1), а также условиями залегания и литологией осадков. Они заполняют затопленные морем речные долины и представлены так называемыми приливными ритмитами [26] - глинистыми ленточнослоистыми илами с очень высоким (до 90% и более) содержанием тонкопелитовой (менее 0.005 мм) фракции. Ритмиты осаждались в мелкой, богатой кислородом воде, с чем связана их преобладающая коричневая окраска, в условиях значительного периодически менявшегося по величине опреснения и высокой мутности вод, обусловленных сезонными колебаниями речного стока и обильным привносом реками взвешенного терригенного материала. Фораминиферы в них либо вообще отсутствуют, либо представлены единичными видами, причем ядро количественно иногда весьма обильного комплекса составляют виды, хорошо переносящие существенное опреснение или повышенную мутность придонных вод. Последняя служила причиной большой скорости седиментации, измерявшейся миллиметрами или даже сантиметрами в год [9, 12]. В условиях стабильного побережья мощность этих осадков не может быть больше максимальной высоты прилива, вследствие чего они чрезвычайно удобны для тектонического анализа. Так, в современных заливах Кольского полуострова высота приливов не превышает 5 м и лишь в Онежском заливе Белого моря достигает 9 м [9]. Между тем в погребенных долинах Баренцевского шельфа мощность ленточнослоистых илов изменяется от 8-10 до 20-25 м, а на Печоро-Канинском мелководье иногда превышает 60 м (см. рис. 1, скв. 33). Вверх по разрезу их зерновой состав несколько огрубляется, что связано с постепенным переходом литоральных осадков в гомогенные сублиторальные илы мощностью до 8-10 м, в формировании которых заметную роль играет материал, вытаивающий из плавающих морских льдов. Фауна фораминифер указывает на условия седиментации, близкие современным.

Вне пределов погребенных долин эти сублиторальные илы обычно имеют мощность 3-6 м и налегают непосредственно на консолидированные отложения (новейшие или более древние), причем граница между ними даже на больших глубинах фиксирована резким скачком плотности и прочностных свойств (рис. 8). Последнее обусловлено тем, что она является границей длительного субаэрального перерыва в осадконакоплении, на протяжении которого верхняя часть отложений, ныне подстилающих слабо консолидированные осадки, теряла воду не в результате гравитационного уплотнения, а из-за естественного дренажа в долины рек. Подобная же зависимость мощности слабо консолидированных осадков от характера погребенного под ними рельефа, а также резкое возрастание плотности и прочности в кровле подстилающих отложений, чаще всего представленных диамиктоном, отмечается норвежскими авторами для западной части шельфа [23, 29 и др.].

Таким образом, геолого-геоморфологические данные указывают на то, что в недавнем геологическом прошлом почти весь шельф Баренцева и западной части Карского (между Ямалом и Новой Землей) морей представлял собой сушу с расчлененным рельефом, а слабо консолидированные осадки формировались в процессе общего тектонического погружения, на начальном этапе компенсировавшегося накоплением фаций приливной литорали в эстуариях рек. Сведения о времени и скорости этого погружения можно получить, анализируя радиоуглеродные датировки слабо консолидированных морских отложений.



Рис. 9. Графики изменения радиоуглеродного возраста слабо консолидированных осадков вниз по разрезу *1–8* – образцы, датированные в скважинах №№: *1* – 210, *2* – 313, *3* – 305, *4* – 140, *5*, *6* – 197 (*6* – глубина отбора образцов, исправленная с учетом сдваивания разреза при бурении), *7* – 199, *8* – 117; 9, *10* – гипсометрический уровень: 9 – подошны слабо консолидированных осадков, *10* – кровли приливных ритмитов

#### ВОЗРАСТ ПОСЛЕДНЕГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА И СКОРОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОГРУЖЕНИЙ В ПЕРИОД ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

По результатам радиоуглеродных датировок были построены графики изменения возраста илов в вертикальном разрезе, примеры которых иллюстрирует рис. 9. Ордината каждой точки соответствует глубине отбора образца (с поправкой на диагенетическое уплотнение илов), а абсцисса радиоуглеродному возрасту осадков на этой глубине. В детально охарактеризованных разрезах наблюдается некоторый разброс точек, что можно объяснить сдвигом изотопного равновесия изза обмена углеродом между раковинами фораминифер и СО<sub>2</sub> иловых вод, перемешиванием ила в процессе биотурбаций или (при оттаивании затопленной морем многолетней мерзлоты) криотурбаций. Иногда по этим причинам фиксируется даже геохронологическая инверсия (скважина 313). В скважине 210 она, скорее всего, обусловлена переотложением не сингенетичного осадку органического материала, а в скважине 197-технологической ошибкой и, вследствие этого, сдваиванием разреза при бурении. Возраст поверхностного исчезающе тонкого слоя осадков считается

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2006

современным и играет роль последней точки всех графиков. Положение начальной точки можно определить, экстраполируя эти графики за пределы области, охарактеризованной радиоуглеродными датировками, до пересечения с гипсометрическим уровнем подошвы слабо консолидированных осадков. Абсцисса точки пересечения соответствует времени Т начала морской седиментации в пункте бурения, который, исходя из изложенного в предыдущем разделе, до этого геологического "момента" находился в субаэральных условиях. С достаточной для наших построений точностью можно принять, что в указанный "момент" суша располагалась на уровне моря (в приливно-отливной зоне), с чем в ряде случаев (скважины 26, 197, 199 и др.) согласуется и фациальный состав осадков (приливные ритмиты), залегающих непосредственно над границей субаэрального седиментационного перерыва и размыва. Таким образом, отсчет времени на графиках начинается с того геологического эпизода, когда в процессе общего погружения эта граница оказалась на уровне моря, и заканчивается современностью, когда море достигло его нынешней глубины Н. За этот хронологический интервал накопилась толща илов мощностью т и бывшая суша погрузилась на глубину H + m. Возможная ошибка графического оп-

ределения полученных таким способом значений Т в детально охарактеризованных радиоуглеродными датировками разрезах (скважины 197, 210, 305, 313) не превышает 10-15%. Данные по остальным скважинам, в которых слабо консолидированные осадки датированы в одной-двух точках, согласуются с детально изученными разрезами, хотя ошибка определения может возрастать до 20-25%. С учетом этого время Т начала морской седиментации в пунктах бурения скважин, приведенных на рис. 9, изменяется от  $4.0 \pm 1.0$  до 16.0 ± 2.0 тысяч лет без какой-либо определенной связи с амплитудой погружения, т.е. современной глубиной моря (Н), суммированной с мощностью накопившихся за время погружения осадков (m). Так, погребенные речные долины, строение которых изучено скважиной 313 (H + m = 291.3 м) и пробуренной в 600 км юго-восточнее скважиной 210 (H + m = 38.7 м), начали затапливаться морем практически одновременно: соответственно, 14.4 и 14.6 тысяч лет назад (см. рис.1, 9). В несколько меньшем масштабе подобная рассогласованность значений глубины погружения и времени начала морской седиментации отмечается и в близко расположенных пунктах на глубоководных площадях, охарактеризованных скважинами 117 (H + m = = 349.3 м), 313 (H + m = 291.3 м) и 305 (H + m = 282 м). Они начали затапливаться, соответственно, 11.5, 14.4 и 16.0 тысяч лет назад, т.е. чем больше амплитуда относительного подъема уровня моря (H + m), тем позже он начинался (тем меньше Т). Аналогичные ситуации фиксируются скважинами 104 (H + m = 58.2 м) и 210 (H + m = 38.7 м) на Печоро-Канинском мелководье, для которых Т равно, соответственно, 9 и 14.6 тыс. лет назад. Вместе с тем на структурно обусловленные подводные возвышенности [19], обычно характеризующиеся резко сокращенным разрезом новейших отложений, последняя морская трансгрессия распространилась позже, чем на основную площадь шельфа. Так, одна из наивысших точек Адмиралтейской возвышенности (скважина 17, Н + m = 61.5 м) была затоплена морем всего порядка 4 тысяч лет назад.

Из приведенных примеров следует, что последняя трансгрессия моря на Баренцевском шельфе характеризовалась неравномерной по площади амплитудой и скоростью относительного повышения уровня моря, так что возвышенные участки могли затапливаться раньше площадей, ныне отличающихся гораздо большей глубиной акватории. Это противоречит традиционным представлениям об эвстатической (гляциоэвстатической) природе последней трансгрессии, в соответствии с которыми затопление суши должно было распространяться сначала на самые низменные, а затем на все более возвышенные ее участки, т.е. значение Т на графиках изменения возраста осадков вниз по разрезу морских илов должно быть тем больше, чем больше Н + т. Вместе с

тем естественно предположить, что тектоническое погружение шельфа началось еще до зафиксированного этими графиками "момента", когда те или иные его участки, различавшиеся по гипсометрическому положению, оказались на уровне моря. Следовательно, в общем случае чем позже местность была затоплена морем (чем меньше T), тем выше она первоначально располагалась. Однако, поскольку тектоническое погружение в отличие от эвстатического повышения уровня моря могло происходить с различной скоростью на разных площадях, их современное гипсометрическое положение не связано напрямую с исходным.

Средние скорости тектонических погружений V можно легко рассчитать, зная H, m и T (V = (H + + m)/T). На глубоководных площадях шельфа (H > 150 м) среднее значение V изменяется в пределах 1.4-3.0 см/год, что на 1-2 десятичных порядка больше средней скорости седиментации U, составляющей 0.03-0.07 см/год, а с учетом быстро накапливавшихся в затопленных речных долинах приливных ритмитов до 0.13-0.16 см/год. Именно поэтому в глубоководных районах сохранились черты субаэрального рельефа, существовавшего перед последней трансгрессией моря. На мелководных банках и Печоро-Канинском мелководье они существенно замаскированы осадконакоплением, так как различия между V (0.3–1.5 см/год) и U (0.1–0.5 см/год) здесь не столь велики.

Истинная скорость седиментации не постоянна и уменьшается вверх по разрезу (уменьшение угла наклона графиков на рис. 9) из-за последовательного увеличения глубины моря, а в затопленных речных долинах и в связи с присутствием в основании толщи слабо консолидированных осадков приливных ритмитов (см. рис. 3, А). Вместе с тем скорость погружения, по-видимому, наоборот с течением времени возрастала, поскольку на первых порах, когда погружение компенсировалось накоплением этих литоральных фаций, она была соизмерима со скоростью седиментации последних. По экстраполяции графиков, приведенных на рис. 9, на глубоководных площадях начальная скорость седиментации ленточнослоистых глинистых илов (и, следовательно, одновременного тектонического погружения) оценивается цифрами от 0.2 до 0.9 см/год, т.е. гораздо более низкими, чем средняя скорость погружения за время Т. Отсюда следует, что в период накопления залегающих выше по разрезу гомогенных сублиторальных илов эта скорость была существенно больше средней. Так, для района скважины 197 графические построения, выполненные из предположения, что скорость погружения плавно нарастала во времени от начального значения (0.9 см/год), показывают, что сейчас она достигла ~3.5 см/год, что почти в 1.5 раза больше ее среднего значения.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поскольку современная батиметрия шельфа возникла в результате неравномерных общих тектонических погружений, начавшихся 15-16 тыс. лет назад, ясно, что амплитуда и скорость этих погружений, как это и следует из анализа радиоуглеродных датировок, возрастали от окраинных и внутренних мелководий к площадям, ныне характеризующимся наибольшими глубинами моря. При этом, если переход от низменных аккумулятивных равнин юго-восточного обрамления Баренцевского шельфа к его глубоководной части растянут на сотни километров, то высокие (~200 м) береговые обрывы северо-западной части Кольского полуострова, являющиеся типичными берегами поднятия [10], находятся всего в 20-30 км от впадин с глубинами моря до 200-280 м. Эти впадины, исходя из приведенных в предыдущем разделе оценок, погружаются со скоростью порядка 1.5-2 см/год, тогда как скорость поднятия прибрежных районов северо-западной части полуострова по данным повторного нивелирования [10] достигает 0.5 см/год. Со столь существенным градиентом амплитуд и скоростей вертикальных тектонических движений разного знака связана неотектоническая активизация Берегового разлома, по которому гнейсы и гранитогнейсы Мурманского массива граничат с развитыми на шельфе рифейскими осадочными породами, быстро погружающимися на северо-восток под палеозойские образования. Высокая контрастность современных тектоническтх движений, вероятно, служит причиной сейсмичности прибрежной зоны на северо-западе Кольского полуострова, что подтверждается геолого-геоморфологическими признаками молодых (~9 тыс. лет и моложе) сейсмогенных дислокаций, характерных для сильных землетрясений [17]. Многочисленные следы практически современной тектонической активности, проявленные в период накопления слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, обнаружены и в различных районах шельфа. Они представлены приповерхностными смещениями по разрывным нарушениям, деформациями продольного профиля погребенных под морскими илами речных долин, признаками грязевого вулканизма, палеосейсмичности и др. и выражены в виде своеобразных форм донного мезо- и микрорельефа. Сведения об этих локальных тектонических структурах частично опубликованы [14, 15, 21]. Их более полную характеристику мы надеемся опубликовать в ближайшем будущем.

Субаэральный этап развития шельфа, прерванный 15–16 тыс. лет назад, в свою очередь, пришел на смену морской трансгрессии, завершившейся не ранее 25–35 тыс. лет назад, что подтверждается радиоуглеродным возрастом форами-

нифер (от ~25-35 до более 41 тыс. лет) в консолидированных четвертичных отложениях западной части шельфа [25], а также непрерывной в интервале 28-42 тыс. лет последовательностью радиоуглеродных датировок отложений позднечетвертичных морских террас на побережьях Баренцева и Карского морей [8]. Вместе с тем более древние трансгрессии неоднократно прерывались периодами субаэрального развития, когда частично или полностью осушенная область шельфа дренировалась речными долинами, одна из самых ранних генераций которых отображена на рис. 7. Таким образом, последняя морская трансгрессия на Баренцевском шельфе отражает лишь этап общих колебательных движений земной коры, охватывавших огромные площади. Ранее эти движения постулировались для объяснения циклического строения толщи новейших (верхнемиоцен-четвертичных) отложений и ярусности формируемого ими аккумулятивного рельефа низменных равнин, обрамляющих шельфы Баренцева и Карского морей [7, 13], причем молчаливо предполагалось, что последние характеризуются наиболее полными разрезами новейших образований. В дальнейшем морские исследования показали, что на основной площади Баренцевского и Западно-Карского шельфов эти разрезы состоят из меньшего количества седиментационных циклов и имеют существенно меньшую мощность, чем на аккумулятивных равнинах прилегающей суши (рис. 2). В пределах крупных подводных возвышенностей (Северо-Восточной, Центрально-Баренцевской, Адмиралтейской и др.), а также Шпицбергенской банки, Новоземельской цокольной террасы и подводного склона Кольского полуострова (см. рис. 1) мощность новейших отложений обычно не превышает 10-15 м, причем до 5 м приходится на слабо консолидированные осадки последней трансгрессии, которые нередко налегают непосредственно на мезозойские породы. Отсюда следует, что относительно возвышенные участки дна, хотя ныне они часто расположены на глубине 200 м и более, в процессе общих колебательных движений позднемиоцен-четвертичного времени затапливались морем на непродолжительное время лишь в периоды наиболее высокоамплитудных общих погружений, тогда как обширные области нынешних низменных аккумулятивных равнин континентального обрамления располагались ниже уровня моря, и в их пределах накапливались толщи осадков мощностью до 150-200 м и более. Намечается отчетливая тенденция, заключающаяся в том, что от цикла к циклу колебательных движений их период сокращался, а амплитуда общих погружений увеличивалась от северной окраины современной суши в сторону континентальных склонов. В области шельфа максимальных значений она достигла в период последней трансгрессии, начавшейся ~ 15-16 тыс. лет назад.

Можно, таким образом, предполагать, что общие тектонические колебания земной коры Западно-Арктической континентальной окраины Евразии на протяжении неотектонической эпохи генетически или парагенетически связаны с развитием океанических котловин региона. Это согласуется с начавшейся в позднем миоцене (5-й хрон) активизацией спрединга в срединно-океанических хребтах Книповича и Гаккеля, до этого проявлявшегося весьма слабо. Во второй половине позднего миоцена-плейстоцене произошла максимальная (до 50 км) проградация западного континентального склона Баренцевского шельфа [20], что можно связать с обильным поступлением терригенного материала в периоды общих поднятий и осушения шельфа, когда твердый сток рек разгружался непосредственно в области континентального склона. Этот факт указывает на синхронность развития процессов расширения океанических впадин и общих колебательных движений прилегающей континентальной окраины.

К сожалению, остается справедливым замечание В.В. Белоусова о весьма слабой изученности общих колебательных движений [4], поэтому выяснение их физической природы требует специальных исследований. Можно лишь предполагать, что они вызываются периодическим нарушением изостатического равновесия в литосфере и его последующим частичным восстановлением, возможный механизм которых рассмотрен Е.В. Артюшковым [1, 2]. Следует, однако, отметить, что обоснованные выше скорости погружений в период последней морской трансгрессии существенно превышают рассмотренные этим автором.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
- Артюшков Е.В., Каныгин А.В., Тесаков Ю.И., Чехович П.А. Тектоническая природа быстрых изменений глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах в ордовике // Тектоника земной коры и мантии. Тектонич. закономерн. размещ. полезн. ископ. Т. І. Материалы XXXVI тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2005. С. 19–22.
- Баренцево море // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. С. 59–63.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Гос. научно-технич. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1954. 606 с.
- Блажчишин А.И., Линькова Т.Н. О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 3. С. 696–699.
- Богацкий В.И., Богданов Н.А., Костюченко С.Л. и др. Объяснительная записка к карте Баренцева моря и северной части европейской России масштаба 1 : 2500000. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.

- Генералов П.П., Кузин И.Л., Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Основные черты палеогеографии Печорской низменности и бассейна Нижней Оби в новейшее время // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидромет. изд-во, 1970. С. 374–387.
- Данилов И.Д. Гипотеза позднеплейстоценового Арктического ледникового щита // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 217–229 (Тр. ПО "Севморгеология". Т. 190).
- 9. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территорию СССР. Масштаб 1 : 5000000. М.: ГУГК, 1989.
- Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 354 с.
- Крапивнер Р.Б. Ваттовые отложения бассейнов Нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сб. статей по геол. и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 130–155.
- Крапивнер Р.Б. О новейшей тектонике Печорской низменности в связи с общими колебательными движениями // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры: Мат. Совещ. по пробл. неотектоники. М.: Недра, 1967. С. 201–208.
- 14. *Крапивнер Р.Б.* Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
- Крапивнер Р.Б. О проявлениях сдвиговой тектоники на Баренцевском шельфе // Результаты, методика и техника морских геол.-геофизич. исслед. континент. окраин. Рига: ВНИИМоргео, 1988. С. 37–44.
- Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевского региона // Кайнозой шельфа и островов Сов. Арктики. Л.: ПГО Севморгеология, 1986. С. 7–14.
- Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
- Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 232 с.
- Сенин Б.В. Особенности геологического строения Западно-Арктического шельфа Евразии (Баренцево и Карское моря): Дис. в форме доклада по совокупности работ д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ. 82 с.
- Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
- Bondarev V.N., Rokos S.I., Kostin D.A. et al. Underpermafrost accumulations of gas in upper part of the sedimentary cover of the Pechora sea // Russian Geology and Geophysics. 2002. Vol. 43. № 7. P. 587–598.
- Caston V.N.D., Lane M. Tertiary sediments of the Voring plateau, Norwegian Sea, recovered by Leg. 38 of the

Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, 1976. Vol. XXXVIII. P. 761–782.

- Elverhøi A., Solheim A. The Barents Sea ice sheet a sedimentological discussion // Polar. Res. 1983. 1 n.s. P. 23–42.
- Flint R.A., Sanders J.E., Rogers J. Diamictit a substitute term for simmictit // Geol. Soc. Am. Bul. 1960. Vol. 71. P. 507–510.
- Hald M., Sattæm J., Nesse E. Middle and Late Weichselian stratygraphy in shallow drillings from the southwestern Barents Sea: foraminiferal amino accid and radiocarbon evidence. Oslo: Norsk Geologisk Tidsskrift, 1990. Vol. 70. P. 241–257.

- Middleton G.V. Second International Research Symposium on clastic Tidal Deposits // Geosci. Can. 1984. Vol. 16. № 4. P. 246–247.
- Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Twostep deglaciation of the southeastern Barents Sea // Geology, 1995. Vol. 23. № 6. P. 567–571.
- Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence // Late Quaternary Paleoceanography of the North Atlantic Margins, Geol. Special Publ. 1996. № 111. P. 323–337.
- Solheim A., Kristoffersen Y. Sediments above upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history // Norsk Polarinstitutt. 1984. Skr. 179B. P. 3–26.

Рецензент: Э.В. Шипилов

# Rapid Sagging of the Barents Shelf over the Last 15–16 ka

### **R. B. Krapivner**

Hydrogeological and Geoecological Company (ZAO GIDEK), 15-aya Parkovaya ul. 10a, Moscow, 105203 Russia e-mail: krapivner@hydec.ru

Abstract—A number of sedimentary sequences have been identified in the Barents shelf from investigations of the upper part (100–150 m) of the geologic section, including sea drilling and continuous seismoacoustic profiling. The uppermost sequence is represented mostly by clayey and silty–clayey material, which is consolidated only incipiently and therefore recognized easily in the seismic records. The sole of this sequence marks an unconformity caused by a long period of a subaerial regime, fluvial drainage, and a break in sedimentation. The timing of the last transgression is based on radiocarbon datings of foraminifers, mollusk shells, and other organic remains from poorly consolidated sediments. This transgression was of a tectonic rather than a glacioeustatic nature. The sagging proceeded with spatially varying amplitude and rate, and both parameters generally increased from the present-day shallow-water areas toward the deep sea, where the rate of subsidence was 1.4–3.0 cm/yr, i.e., 1–2 orders of magnitude greater than the rate of sedimentation. These phenomena explain why the subaerial landforms that preceded the last marine transgression are well preserved in deepwater shelf areas. It is suggested that the sagging, which caused this transgression, was merely a particular stage of oscillations of the western Arctic margin of Eurasia that lasted from the late Miocene to Quaternary and were genetically or paragenetically related to the evolution of the Arctic oceanic basins.