

УДК 551.35+552.5(261.35+268.4)

*А.В. Амантов*

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

На основании геолого-геофизических исследований приведены данные по геологическому строению осадочного чехла как во внутренних бассейнах окраины Балтийского щита, таких как Балтийское море, Ладожское и Онежское озера, Белое море, так и в Баренцевом море. Проанализирован характер границ кристаллических образований Балтийского щита с осадочными породами. Предложена модель окончательного обособления щита в палеоцене - эоцене в связи с океанообразованием в Северной Атлантике. Рассмотрен вклад денудационных процессов, в том числе связанных с плиоцен-плейстоценовым оледенением, в формирование поверхности дочетвертичных отложений.

В настоящей статье нам хотелось хотя бы частично решить три задачи: 1) познакомить читателей с некоторыми материалами геолого-геофизических исследований осадочного чехла, проведенных ВСЕГЕИ в сотрудничестве с МГУ и другими организациями в Баренцевом, Белом, Балтийском морях и в Ладожском озере; 2) синтезировать полученную информацию о геологическом строении неметаморфизованных комплексов с литературными данными; 3) проанализировать характер границ кристаллических образований Балтийского (Фенноскандинавского) щита с осадочными породами с целью уточнения характера и возраста его обособления.

Белое море, Онежское и Ладожское озера, Финский залив, северная и центральная части Балтийского моря обрамляют Балтийский щит вдоль границы с Русской плитой (рис. 1). Дискуссионны как тип сочленения этих структур, так и природа котловин, занятых бассейнами [Амантов, 1988; 1990a]. Отлична позиция Ботнического залива, в пределах которого изучены крупные останцы осадочного чехла [Geophysical..., 1980; Winterhalter, 1972]. Баренцево море покрывает большую часть Баренцевской плиты, так что геологическое строение здесь принципиально иное [Геологическое..., 1984; 1985a; Окулич и др., 1989; Sundvor, 1974].

Изучение чехла базируется в основном на интерпретации данных непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с электроискровым источником. Во внутренних бассейнах материалы НСП были заверены значительным объемом драгирования и донного пробоотбора, а также контролировались данными бурения и наблюдениями на окружающей суше и островах. Сопоставление осуществлялось достраиванием сейсмогеологических профилей на сушу по отчетливо прослеживаемым отражающим поверхностям, которое оправдано значительной выдержанностью разрезов плитного чехла, залегающего моноклинально [Амантов, 1989]. По данным НСП были отстроены стратоизогипсы реперных поверхностей, естественно увязывающиеся с таковыми на суше. Базовым репером при подобном моделировании служит граница, отвечающая поверхности допоздневендского основания и соответственно - подошве плитного чехла.

### Геологическое строение осадочного чехла внутренних бассейнов

В субаквальной Балтийско-Беломорской зоне сочленения щита с плитой типичен переход к двухэтажному строению. Нижний структурный этаж, т.е. архейско-

раннепротерозойский фундамент, осложнен готскими активизационно-орогенными и рифейскими раннебайкальскими авлакоподобными структурами ранней стадии развития платформы и перекрывается плитным чехлом. Последний, наряду с авлакогенным рифейским чехлом, и будет рассмотрен ниже.

*Рифейский авлакогенный чехол* представлен терригенными и эффузивными породами, выполняющими грабенообразные прогибы фундамента различного типа. В пределах Белого моря к ним относятся Беломорский прогиб и Мезенско-Баренцевоморский перикратонный прогиб северо-западной ориентировки. Им присуща линейность и значительная протяженность. Другой характер имеют грабен-синклинали, такие как Ладожско-Пашская, Седра-Кваркен, Готска-Санде, Сатакунта и др. (рис. 1). Они имеют меньшее отношение длины к ширине, более плавные изометричные очертания, осложненные апофизами; здесь может быть выражен узкий осевой грабен и борта синклинального типа, как в случае Ладожско-Пашской грабен-синклинали, либо одностороннее, обычно юго-западное ограничение. Большинство грабен-синклиналей пространственно связано с предшествующими впадинообразованию массивами рапакиви при наклонном положении интрузивных «пластин» и приурочено к их краевым частям.

Принципиально иной структурный план авлакогенного чехла в сравнении с более молодым плитным позволяет уверенно диагностировать и обособлять рифейский комплекс на сейсмограммах. Конфигурация отражающих горизонтов, или осей синфазности, указывает, что залегание пластов близко к горизонтальному, но часты очень широкие, пологие складки и другие пликативные дислокации. Плитный же чехол, начавший развиваться с позднего венда, как правило, залегает строго моноклиально. Перейдем к краткому описанию основных рифейских структур.

*Беломорский прогиб* (рис. 1) представляет собой северо-западную часть Беломорской системы прогибов, объединяющей грабены, которые часто трактуются как авлакогены. Он выполнен главным образом песчаниками и алевролитами терской, солончужской и перекрывающей их с несогласием ненюкской свит. Их вероятная мощность до нескольких километров. Прогиб имеет северо-западную ориентировку и пространственно соотносится с Кандалакшским заливом, Бассейном и частично Двинским заливом Белого моря (здесь он перекрыт плитным чехлом), продолжаясь в пределах суши. В северо-западной части структура морфологически представляет собой усложненный односторонний грабен с тектонической осью, отчетливо смещенной к юго-западному борту, который сопряжен с крупным разломом (рис. 2, VI). На северо-восточном крыле углы падения пластов обычно не превышают 5-7°. К юго-востоку крыло осложняется зонами из нескольких сопряженных северо-западных антиклинальных и синклинальных складок. Обращает на себя внимание одна из таких продольных зон, представленная 2-4 антиклиналями, разделенными синклиналями сходной ширины. Мощность зоны до 10 км. Она расширяется к юго-востоку, где, видимо, приобретает функции самостоятельного структурного элемента, с которым связано разграничение Онежского и Керецкого грабенов. Северо-западные углы падения пластов в осевой части Двинского залива косвенно свидетельствуют о постепенном выклинивании отложений на борту Архангельского мегавала.

Относительно сложные складчатые и складчато-разрывные дислокации выявлены в краевых частях прогибов как вдоль юго-западного ограничения в пределах Бассейна, так и вдоль фрагмента северо-восточного ограничения, в месте сопряжения Бассейна и Горла Белого моря. В первом случае наблюдаются не выдержанные по простиранию брахиформные синклинали и антиклинали с генеральной северо-западной ориентировкой. Во втором - дислокации более сложные; северо-западная зона линейна, складки обычно асимметричны и имеют частую повторяемость. Углы падения на крыльях достигают 15-20°, а возможно, и больше, поскольку на таких участках проявляется запись типа «акустический фундамент» при «закритических» углах наклона пластов.



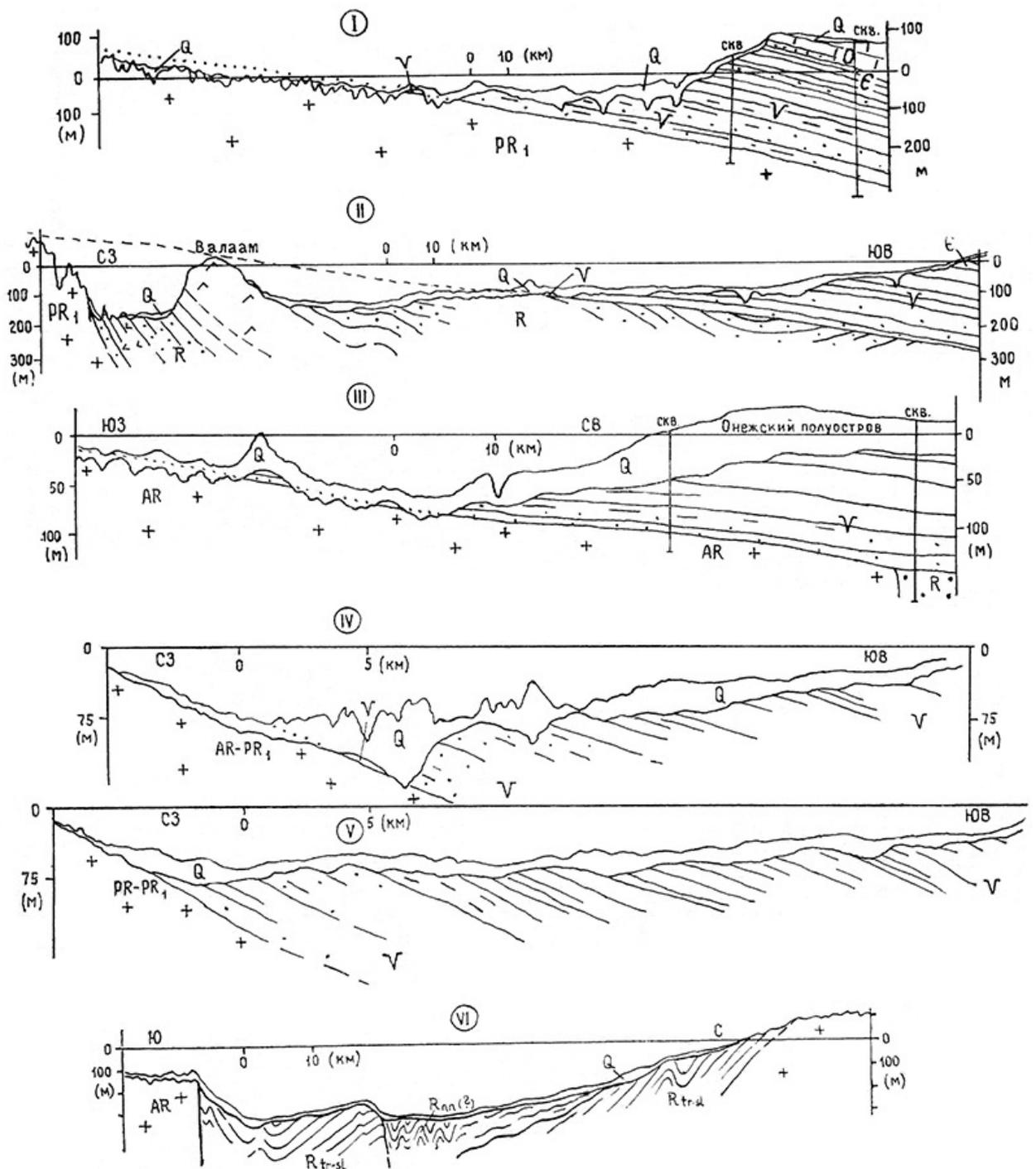


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы зоны контакта между Балтийским щитом и Русской плитой в пределах (см. рис. 1): I — Финского залива, II — Ладожского озера, III—VI — Белого моря.

Нами не подтверждаются протяженные поперечные северо-восточные складки, трассирующие в Бассейне разломы данного направления [Девдариани, 1985]. Дело в том, что в северо-западной, глубоководной части Бассейна распространен несогласно залегающий слоистый комплекс неустановленного возраста, который может быть соотнесен с ненокской свитой (рис. 1). Отложения мощностью до 200 м слагают узкую отрицательную структуру, параллельную юго-западному ограничению прогиба и имеющую столь же отчетливую асимметрию (односторонние грабен в грабене, рис. 2, VI). Именно здесь вдоль юго-западного крутого борта на сейсмограммах наблюдается сложная невыдержанная конфигурация осей синфазности, указывающая на сравнительно

интенсивные дислокации. В северо-восточной части структуры пласты залегают с юго-западным наклоном до первых градусов.

Литологический состав рифейских отложений, судя по изменчивости волновой картины, однороден для одних крупных частей разреза, но неоднороден для других. В некоторых участках проявлены направленные изменения характеристик, отвечающие породам с разнопорядковой ритмичностью, ряд особенностей которой известен [Девдариани, 1985]. Мощность крупных ритмов в районе Турьего мыса, по данным НСП, варьирует от 70 до 260 м; наиболее частые значения - 150-170 м. Зоны с записью типа «акустический фундамент», вытянутые в северо-западном направлении в приосевой части Кандалакшского залива и Бассейна, могут отмечать фациальную ось, близкую к тектонической, но, на наш взгляд, не интерпретируются как выступы кристаллического фундамента [Девдариани, 1985].

*Мезенско-Баренцевоморский*, или *Морской, прогиб* северо-западного простирания занимает Мезенский залив, Воронку Белого моря и смежные части Баренцева моря. Падение рифейских пластов в Мезенском заливе вблизи Кольского полуострова, как правило, северо-восточное с углами около 10°. В Белом море крыло структуры осложняется складками лишь к востоку от устья р. Поной. Отложения интерпретированы как довольно однородные цикличные тонкослоистые терригенные (терригенно-карбонатные?) толщи с мощностью крупных ритмов в первые сотни метров. Красноцветные песчаники с карбонатным цементом, характеризующие фрагмент разреза, отмечены в пределах прибрежной части Воронки.

*Ладожско-Пашская грабен-синклиналь* находится в пределах Ладожского озера [Амантов и Спиридонов, 1989]. Морфологически выделяются узкий осевой грабен и борта синклинального типа, фрагментарно осложненные северо-западными и близмеридиональными разломами. Помимо красно- и сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, в разрезе широко представлены диабазовые, базальтовые порфириды и другие разновидности эффузивов, ранее описанные как на северо-восточном побережье озера, так и на южном под плитным чехлом. На дочетвертичном срезе они экспонируются, в частности, в северном и северо-восточном секторах бассейна. На сейсмограммах лавы отображаются волновой картиной типа «акустический фундамент». Здесь на выходах коренных пород выявлен специфический куэстовый рельеф, создаваемый несколькими сближенными протяженными уступами, обращенными в северных румбах. Возможно, породами, которые бронируют их бровки, служат центральные, более раскристаллизованные части лавовых потоков.

Широко развиты интрузивные образования, представителем которых является крупный, расслоенный от габбро-диабазов до сиенито-диоритов Валаамский силл мощностью порядка 150-200 м и более. По данным НСП, он внедрился в осадочное тело, которое характеризуется на сейсмограммах наиболее четкой слоистостью и отождествляется с толщей темноцветных аргиллитов, переслаивающихся с серыми алевролитами. Такая интерпретация полностью согласуется с разрезом рифея северо-восточного побережья, где упомянутая толща, прорванная силлом, перекрывает эффузивные породы.

Прочие грабен-синклинали достаточно полно описаны в литературе [Floden, 1980; Geophysical..., 1980; Tynni & Uutela, 1984]. Они также сложены преимущественно песчаниками и алевролитами; магматические образования распространены в меньшей степени, чем в Ладожско-Пашской структуре. Необходимо отметить присутствие в одностороннем грабене Мухос толщи темноцветных глинистых пород, ленточноподобно переслаивающихся с алевролитами [Tynni & Uutela, 1984]. Она крайне сходна с упоминавшейся частью рифейского разреза Приладожья. Развитие обеих структур контролировалось разломами общей северо-западной Ладожско-Ботнической зоны.

**Плитный чехол** моноклинально залегают на пененленизированном допоздневендском основании. В Балтийском море он представлен образованиями всех

этапов - позднебайкальского, каледонского, герцинского и альпийского [*Геологическое...*, 1976; *Floden, 1980*], хотя в других бассейнах присутствуют только формации позднебайкальского и, фрагментарно, герцинского комплексов. Широко развиты отложения валдайской серии венда. В западной части Финского залива разрез надстраивается нижнекембрийскими и ордовикскими породами, а в Воронке и Мезенском заливе Белого моря вендские образования перекрыты пермскими и карбоновыми осадками (рис. 1). Обращают на себя внимание крупные останцы венда - нижнего палеозоя в Ботническом заливе Балтийского моря [*Geophysical...*, 1980; *Winterhalter, 1972*].

В *Белом море* распространены отложения редкинского горизонта венда. Породы перекрывающего его котлинского горизонта развиты лишь в юго-восточной части Двинского залива. Доминируют аргиллиты, алевролиты и песчаники. В сейсмическом разрезе характерны субпараллельные, линейные, слабонаклонные отражающие границы, что говорит о моноклинальном залегании с генеральным юго-восточным падением слоев. Реперные оси синфазности разделяют сейсмостратиграфические подразделения, как соответствующие горизонтам, так и более дробные. Важнейшие из таких границ приблизительно соответствуют кровлям вайзицких и верховских слоев, т.е. частей разреза редкинского горизонта с прослоями туфов и туффитов.

Своеобразную структурную позицию имеют тамичские слои. На юго-востоке Онежского залива они покрывают внешние, наименее опущенные ступени Беломорского прогиба, имея мощность от 25 до 40-60 м к юго-западу. Вообще, полные мощности базальной, существенно песчаной части разреза слабо меняются, но они выдержаны для остальных подразделений. В целом вендская последовательность, мощностью до 600 м в Горле, отображена чередованием неслоисто-слабослоистого и четко-слоистого типов записи, причем последний доминирует в верхней половине разреза. Для краткости схему интерпретации изложим в виде таблицы.

Сейсмо-подразделения снизу вверх	Соответствующие слои рабочей стратиграфической схемы	Средняя мощность, м	Границы
1	Архангельские, лямичские, верховские (?)	180±30	Кровля верховских слоев
2	Сюзьминские	80±15	
3	Сюзьминские - верхняя часть, вайзицкие	70±15	Кровля вайзицких слоев
4	Зимнегорские	120±20	
5	Зимнегорские - верхняя часть	150±30	

Структура плитного чехла, как и вдоль всей окраины щита, достаточно проста. Отсутствуют грабены либо крупные северо-восточные сбросы (рис. 2, III-V), хотя имеют место отдельные локальные структуры и разломы в фундаменте, обычно выраженные в чехле флексурами. Примером служит северо-западный вал в пределах Двинского залива. Оси вала, проходящей в 40 км к востоку от северо-северо-восточного побережья Онежского полуострова, соответствует шарнир крупной рубцовой (?) синклинальной складки в рифейских отложениях. Амплитуда поднятия незначительна (до 50 м, может быть, больше на юге залива) при ширине вала 30 км.

Северо-западные флексуры немногочисленны, а вертикальные смещения по ним редко превышают 25 м. Наиболее мощная северо-восточная зона разломов и флексур с амплитудами нарушения по кровле вайзицких слоев до 70 м установлена в Двинском заливе, в 60 км от Архангельска. Однако результирующее смещение практически отсутствует.

Пермские и карбоновые преимущественно карбонатные породы распространены в Мезенском заливе и прилегающих районах Воронки. Четко разграничиваются три крупных сейсмостратиграфических подразделения. Они соотносятся: нижний - с весьма однородной мощной толщей известняков, доломитов и гипсов верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми; средний - с толщей переслаивания доломитов, гипсов и

других разностей сакмарского яруса мощностью порядка 150 м; верхний - с несогласно залегающими переслаивающимися песчаниками, глинами, известняками и доломитами казанского и татарского ярусов. Типично моноклиальное погружение в восточных румбах. Бескорневые складки, по данным НСП, фиксируются в отложениях сакмарского яруса и, вероятно, представляют собой складки разбухания «гипсовой тектоники».

В *Онежском озере* плитный чехол имеет неширокое распространение вблизи южного побережья (рис. 1), хотя его мощность быстро нарастает к югу. Песчано-глинистые вендские образования перекрываются девонскими. Некоторая фациальная специфика вендского разреза могла быть связана с существованием крупной островной возвышенности на месте раннепротерозойской отрицательной структуры, сложенной, в частности, весьма устойчивыми к денудации кварцито-песчаниками вепсия.

В *Ладожском озере* слои песчано-глинистых пород редкинского и котлинского горизонтов венда, а также, вдоль самого южного побережья, нижнего кембрия (рис. 1; 2, II) моноклиально погружаются на юго-восток. Мощности редкинского горизонта возрастают до 60 м на востоке бассейна, где обособляется нижняя часть разреза мощностью около 20 м. Последняя имеет базальный слой гравелитов, миктитов и песчаников, но распространены преимущественно аргиллиты. Котлинский горизонт неоднороден в сейсмогеологическом отношении. Особенно это касается его нижней части, гдовских слоев, где преобладают песчаники и алевролиты. Мощность котлинского горизонта в пределах бассейна до 200 м. Нарушения, слабо осложняющие спокойное моноклиальное погружение к юго-востоку осадочных пластов, по сейсмическим данным, единичны.

В *Балтийском море* плитный чехол представлен разновозрастными породами - от вендских до меловых. Он достаточно полно описан в литературе [*Геологическое...*, 1976; 1985б; *Amantov et al.*, 1988; *Floden*, 1980]. Приведем очень краткий обзор чехла Финского залива и смежной Северной Балтики. Здесь венд-раннепалеозойский чехол залегает моноклиально с юго-восточным и южным падением под углом 10-15'. Его мощность нарастает к южному побережью залива до 200 м. Венд представлен песчано-глинистыми образованиями редкинского (только в восточной части) и перекрывающего его котлинского горизонтов. Прослежены реперные сейсмогоризонты. Связанные с ними породы часто бронируют невысокие уступы в рельефе коренных пород. Изменения волновой картины сводятся к большей роли неслоисто-слабослоистых и слабоволнисто-слоистых типов записи для сеймоподразделений, отвечающих отложениям валдайской серии венда (за исключением номинальной котлинской свиты) и балтийской серии нижнего кембрия. Четко-слоистые типы записи более свойственны породам ливской серии нижнего кембрия. Фрагментарно встречается волновая картина типа «акустический фундамент», которая соответствует карбонатным породам среднего ордовика, в частности ласна-мягиского горизонта. Они бронируют подводное продолжение глинта.

В чехле выявлены редкие северо-восточные, с отклонениями до субширотных, флексуры со смещениями до 25 м. Примером служит подводное продолжение Азериской флексуры, выявленное вдоль южного побережья Нарвского залива.

### **Геологическое строение осадочного чехла Баренцевской плиты**

Осадочному чехлу Баренцевской плиты присущи огромные, многокилометровые мощности и сложное строение. Здесь описаны различно дислоцированные породы, формировавшиеся в возрастном диапазоне от протерозоя до кайнозоя [*Геологическое...*, 1985а; 1988; *Hinz & Schlüter*, 1978], хотя становление основных депоцентров, видимо, определилось с девона-карбона. О влиянии различных фаз тектогенеза говорит уже и характеристика крупных положительных структур обрамления плиты, претерпевших разновозрастную, часто многоэтапную активизацию. Напомним, что вдоль юго-западной периферии плиты на поверхность выведены архейско-раннепротерозойские

супракрустальные образования Фенноскандинавского щита, на которые в западной части надвинуты каледонские покровы [Sturt & Roberts, 1978]. К юго-востоку от м. Нордкап они граничат со слабо измененной рифейской осадочной толщей, образующей продолжение упомянутого Мезенско-Баренцевоморского прогиба (рис. 3). Так называемая рифейская Баренцевоморская группа 9-километровых турбидитов, замещающаяся толщей алевролитов, аргиллитов и карбонатных пород, на п-ове Варангер ограничена с юго-запада разломом Комагелв - Тролл-фьорд, по которому возможна сдвиговая составляющая [Sturt & Roberts, 1978]. Выше нее с неясным контактом залегают рифейско-вендские (?) осадки группы Рагго. В южной части п-ова Варангер развиты также позднепротерозойско-раннепалеозойские отложения, представленные двумя последовательностями, разделенными слабым угловым несогласием [Sturt & Roberts, 1978]. Как известно, различные рифейские ассоциации вскрываются и на п-ове Рыбачий. Зона контакта метаморфических образований щита с рифейскими выражена крупным уступом (рис. 4, IX, X). На сейсмограммах последние отображаются не повсеместно проявленными осями синфазности со сложной конфигурацией, указывающей на линейные антиклинальные и синклинальные складки с углами падения обычно до 10-15° (рис. 4, IX, X). По-видимому, степень дислоцированности значительно возрастает по мере приближения к Тимано-Канинской байкальской складчатой системе, причем ее зональность связана со сложной системой нарушений.

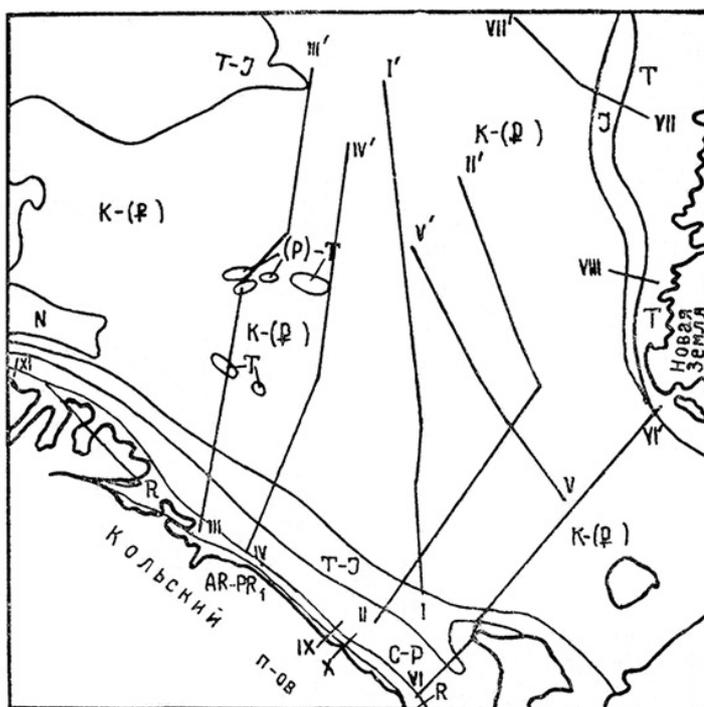


Рис. 5. Схема геологического строения Баренцева моря. Приведено положение профилей рис. 4.

Каледонская активизация проявилась в пределах Шпицбергенской антеклизы (антеклизы Свальбард) и известна в районе Земли Франца-Иосифа [Геологическое..., 1988; Kristoffersen et al., 1984], однако ориентировка каледонских структур глубоко погруженного основания плиты недостаточно ясна.

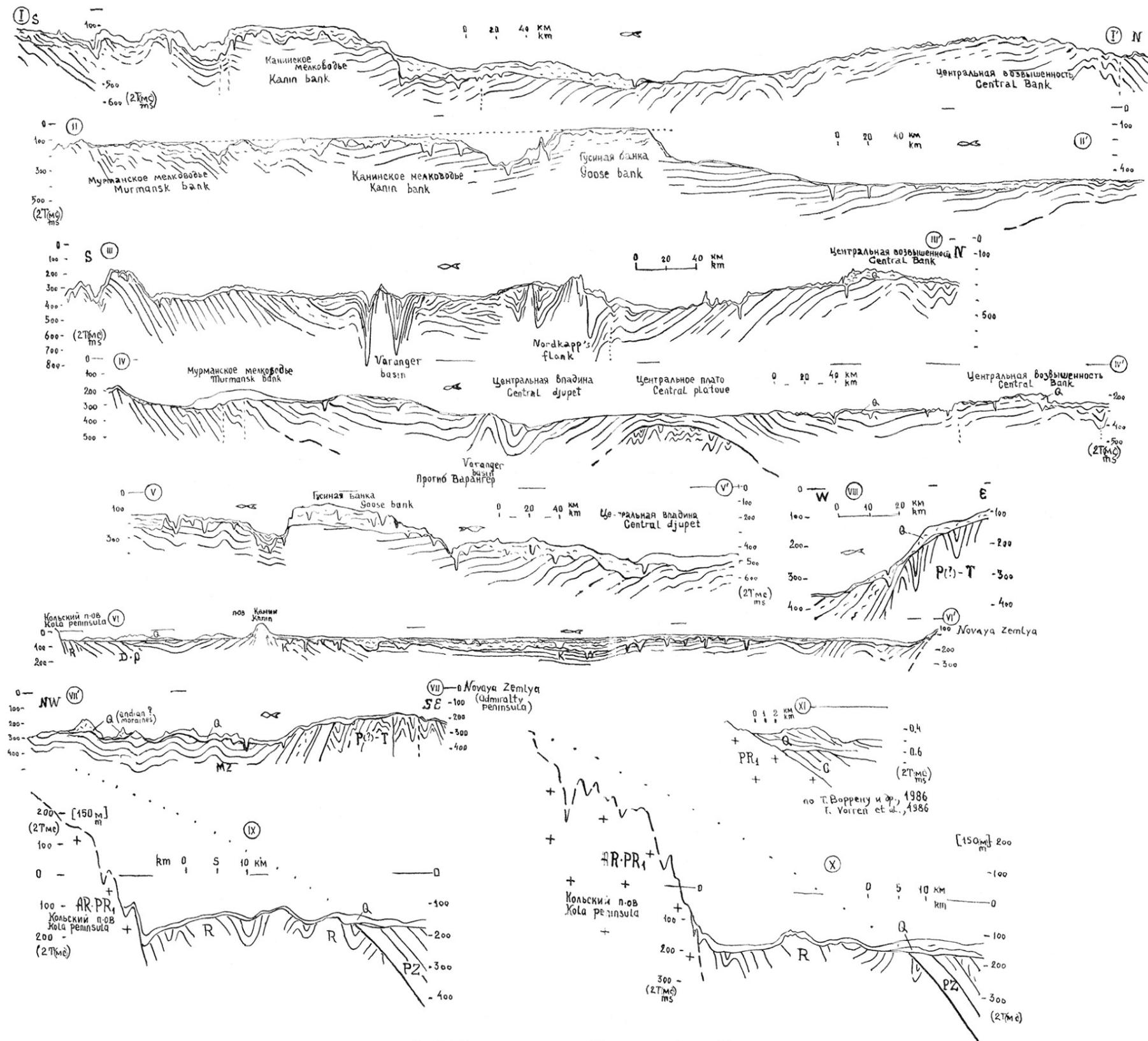


Рис. 4. Сейсмогеологические разрезы Баренцева моря (см. рис. 3).

Вертикальный масштаб — временной, время распространения колебаний — в миллисекундах удвоенное. Приблизительный перевод вертикального масштаба: 200 мс=150 м в водной среде и 200 мс=250 м в осадочной толще.

Каледонская и прежде всего герцинская складчатость в сочетании с киммерийской активизацией [Геологическое..., 1988] определили облик восточного, Новоземельского обрамления плиты. Последние складчатые дислокации относятся здесь по возрасту к триасу [Геологическое..., 1988; Пермские..., 1981]. На подводном склоне вблизи о-ва Новая Земля, по данным НСП, фиксируется осадочный комплекс, которому присущи простые линейные синклинальные и антиклинальные складки с удалением шарниров на 5-10 км (рис. 4, VIII). Наиболее вероятно, что здесь экспонируются отложения нижнего триаса [Пермские..., 1981], хотя в ядрах антиклиналей местами могут вскрываться и пермские породы. Ближе к п-ову Адмиралтейства наблюдаются, более сложные дислокации пермо-триасового комплекса (рис. 4, VII).

Определяющее значение в обособлении основных устойчивых депоцентров, по-видимому, имел «каркас» рифтоподобных грабенов девонского заложения, следовавших каледонскому фронту (?). Основным из них является северо-восточный с близширотным фрагментом на широте  $73^\circ$  позднедевонско-раннекарбонный (?) грабен, задавший впоследствии ось прогиба - синеклизы Нордкап [Rønnevik et al., 1982]. Система северо-восточных структур западной части Баренцевской плиты, возможно, сочеталась с несколько более древней поперечной северо-западной в ее восток-юго-восточном фрагменте. Представителями последней служат Печоро-Колвинский и другие узкие грабенообразные прогибы, наиболее четко проявившиеся в среднем и позднем девоне. Некоторые из них были заложены, по-видимому, еще в раннем палеозое. Эти структуры можно рассматривать в качестве тафрогенных, генетически связанных с Уральским палеорифтом [Структура..., 1984].

Напомним, что в Европе в девоне - карбоне частично вдоль ветки средневропейских каледонид в обстановке растяжения также оформилась сложная система рифтоподобных грабенов и авлакогенов. Таковы Корнуэлл-Рейнский прогиб с возможной северо-северо-западной ветвью грабена Северного моря, Краковский прогиб, Припятско-Донецкий авлакоген и др. [Геологическое..., 1985б; Ziegler, 1981]. Таким образом, вблизи юго-западного и северного флангов Восточно-Европейской платформы в девоне - раннем карбоне развивались структуры растяжения; комплементарными явились сдвиговые дислокации вдоль ее северо-западной приатлантической окраины. За границу платформы мы принимаем не контакт с каледонскими покровами «тектонического чехла», а субпараллельную шовную мегазону, проходящую северо-западнее. Дальнейшая судьба фрагментов рифтогенной системы различна [Ziegler, 1981], но ее участки, находившиеся в более стабильных условиях и формировавшиеся по типу авлакогенов; стали представлять собой оси синеклиз. Известно, что с конца раннего карбона на месте Припятско-Донецкого авлакогена возникла широкая синеклиза, достигшая наиболее яркого выражения в мезозое. Сходная картина наблюдается и для Баренцевской плиты, где, в частности, аналогом является широкая синеклиза Нордкап. Здесь процесс грабенообразования, видимо, в основном закончился в раннем карбоне. Позднекарбонный и раннепермский осадочный чехол, представленный карбонатами, эвапоритами и, реже, терригенными разностями [Rønnevik, 1981; Rønnevik et al., 1983], в основном формировался в спокойных тектонических условиях и имел, по сейсмическим данным, выдержанную мощность [Rønnevik, 1981; Rønnevik et al., 1982].

Рубеж между ранней и поздней пермью рассматривается как главный вещественный раздел, когда произошла смена карбонатного осадконакопления на терригенное, сохранившееся при последующем развитии плиты. Считается, что в поздней перми - раннем триасе при образовании пограничного орогенного пояса оформилась Арктическая геодепрессия [Погребницкий, 1976]. В целом это согласуется с резким увеличением мощности терригенной верхней перми к современному Скандинавскому побережью [Rønnevik et al., 1982]. Мощности нижнего триаса закономерно увеличиваются к юго-востоку, откуда, по сейсмическим данным, наблюдалась проградация обломочного материала [Rønnevik et al., 1982]. В центральной части Южно-Баренцевского прогиба

предполагается возрастание мощности триаса до 5-6 км [Геологическое..., 1985a; 1988]. В южной части последнего характер ритмичного разреза сходен с таковым в Печорской синеклизе; интенсивность окраски красно- и пестроцветных образований уменьшается к северо-западу, а вверх по разрезу нарастают количество и мощность алеврито-песчаных пластов [Геологическое..., 1988]. Позднетриасовый структурный план отличен, поскольку мощности, наоборот, сокращаются к юго-востоку, а три главных депоцентра смещены на запад [Rønnevik et al., 1982; 1983]. Снос в позднем триасе - ранней юре осуществлялся с юго-запада и северо-востока [Rønnevik, 1981; Rønnevik et al., 1982], возможно, в связи с разрастанием поднятий в областях последующего мезозойско-кайнозойского рифтинга. Увеличение мощности отложений данного возраста в синклинальной структуре вдоль северо-западного борта грабена Нордкап указывает на начало солевого диапиризма [Rønnevik et al., 1982]. Последний имеет интенсивнейшее проявление, прежде всего в осевых зонах прогибов Нордкап, Варангер и др. [Hinz & Schlüter, 1978; Rønnevik et al., 1982; Sundvor, 1974]. В первом наклонные диапиры развиты также на флангах, а в зоне его северо-восточного замыкания выявлена очень крупная купольная структура [Rønnevik et al., 1982].

Обычно считается, что источником солей служат пермские породы цехштейнового моря [Hinz & Schlüter, 1978]. Это так, но основным «поставщиком» материала являются более древние [Rønnevik et al., 1982], предположительно верхнедевонские, эвапориты [Rønnevik, 1981]. Ввиду денудационной препарировки ядер диапиров в прогибах Варангер и Нордкап, они выражены в рельефе сериями сближенных возвышенностей, таких как Финмаркенские, Демидовские банки и возвышенности Центрального плато (рис. 4, III). По данным НСП, приповерхностные структурные осложнения, связанные с выжиманием пластичного материала по типу «тектоники лимонной корочки», в зоне Центрального плато (рис. 4, III, IV) тяготеют к близширотной до северо-восточной к востоку апофизе прогиба Нордкап в зоне изменения его конфигурации, связанной с субширотно-северо-восточным сдвигом [Rønnevik et al., 1982] около 73° с.ш. На восточном краю плато они сливаются, образуя крупную положительную структуру (рис. 4, IV).

В поздней юре структурный план резко изменился в связи со среднекиммерийскими движениями, приведшими к мощному разломообразованию западнее 25° в.д. Обособились грабенообразные прогибы Хаммерфест и Медвежинский, разграниченные горстом Лоппа [Faleide et al., 1984; Rønnevik et al., 1982; 1983]. Позднекиммерийская активизация привела к оформлению и поднятия Сенья [Faleide et al., 1984; Rønnevik et al., 1983]. Зоны нарушений часто определяли изменения мощностей и фаций верхнеюрско-нижнемеловой толщи. Считается, что киммерийское структурообразование Баренцева моря связано с правосторонними сдвигами, сопряженными с левосторонними вдоль южного фланга бассейна Хаммерфест и к северо-востоку от о-ва Надежды. Восточнее 25° в.д. проявления активизации были слабыми. Здесь отмечается формирование поднятия Центральной возвышенности и небольшого субширотного прогиба к северу от него. На ось прогиба (грабена) Нордкап наложилась широкая северо-восточная мезозойская синеклиза (рис. 4, III). Восточнее, возможно, развивались подобные, ориентированные осями на более древние грабены широкие отрицательные структуры северо-западного простирания, например с осью в районе современного Канинского мелководья (рис. 4, I, II). Литологически верхнеюрские и нижнемеловые отложения характеризуются глинисто-алевритовой толщей как в скважинах на западе бассейна (Тромсе-1), так и на востоке при мощностях порядка 1 км и более; подстилающие ниже-среднеюрские, а в западной части и триасовые отложения представлены преимущественно песчано-алевритовой толщей [Геологическое..., 1988; Rønnevik et al., 1983].

В качестве верхнемеловых - палеогеновых депоцентров опять-таки выступали прогибы Медвежинский, Тромсе - Хаммерфест - Нордкап [Rønnevik et al., 1982], на востоке бассейна можно ожидать их локализацию в осевых частях соответствующих

северо-западных структур. Преобладают глинистые осадки, сходные с нижнемеловыми. В ларамийскую фазу при частичной инверсии верхнемеловые породы в прогибах Хаммерфест и Нордкап были эродированы, так что основное заполнение бассейнов - палеоценового возраста, точнее палеоцен-раннеэоценового [Vassmyr & Vorren, 1990]. Более молодые мощные кайнозойские отложения сосредоточены на континентальном склоне [Vassmyr & Vorren, 1990; Vorren et al., 1986], их присутствие в других частях Баренцева моря дискуссионно, хотя в небольших мощностях они, возможно, сохраняются на возвышенностях Гусино-Канинского плато (рис. 4, II, V) под плащом четвертичных осадков.

На дочетвертичных породах выработана полициклическая региональная эрозионная поверхность, в формирование которой внесли определяющий вклад олигоцен-миоценовая эрозия и плиоцен-плейстоценовая комплексная ледниковая денудация [Kristoffersen et al., 1984; Vorren et al., 1986].

### **Характер выклинивания осадочного чехла субаквальной окраины Балтийского щита**

Изучение характера выклинивания осадочного чехла на границах щита углубляет понимание специфики структурного и возрастного обособления последнего.

Во всех внутренних бассейнах допоздневендское основание плитного чехла устойчиво, выдержанно погружается в направлении синеклиз. В его рельефе не проявлены какие-либо «специальные», окаймляющие щит крупные разломы, зоны нарушений либо флексурные перегибы, с которыми можно связать геотектоническое разграничение его с плитой. Расчлененная морфометрия поверхности фундамента на щите обусловлена прежде всего избирательной денудацией, поскольку она меняется на выровненную при перекрытии чехлом, т.е. допоздневендское основание не нарушено, за исключением довольно редких нарушений обычно позднебайкальского, каледонского и герцинского циклов. Более того, геометрию допоздневендского пенеппена удастся реконструировать и на окраине щита по вершинным поверхностям рельефа кристаллических пород и сохранившимся фрагментам этой поверхности под останцами чехла (рис. 2, I-V). Подобные построения однозначно указывают на отсутствие структурных изменений в зоне контакта щита и плиты. Сейсмогеологические разрезы подчеркивают, что сокращение мощности чехла вторично и происходит по причине его денудационного «срезания» куэстообразными уступами, а полные мощности одновозрастных подразделений не испытывают существенных латеральных изменений по направлению к современной границе щита (рис. 2) [Амантов, 1990а; 1990б].

О былом перекрытии щита осадочными породами свидетельствуют палеозойские интрузии Хибины, Иивара, Сокли и значительное число останцов чехла, удаленных от области сплошного распространения на десятки и сотни километров и сохранившихся от денудации в отрицательных структурах, кальдерах, под шапками долеритов и т.д. [Bergström et al., 1982; Lehtovaara, 1982]. Нептунические дайки - трещины, выполненные главным образом кембрийскими породами, образуют в районе Аландского архипелага и смежного побережья Швеции и Финляндии крупную провинцию, а их известная численность определяется сотнями находок [Lehtovaara, 1982]. Наиболее крупные останцы чехла описаны в южной и северной частях Ботнического залива (рис. 1) [Geophysical..., 1980; Winterhalter, 1972]. Их мощность - до 400 и 90 м соответственно. Это именно постседиментационные останцы, а не фрагменты синеклизы щита. Распределение полных мощностей подразделений кембрия и ордовика не согласуется с современным структурным планом, но однонаправленно изменяется [Winterhalter, 1972], как и в смежной области развития сплошного чехла.

Очевидно, что Балтийский щит в течение палеозоя был полностью либо практически полностью (за исключением отдельных островных возвышенностей)

перекрыт чехлом; возможно - для отдельных этапов - сокращенной мощности [*Geology...*, 1989]. В любом случае граница его распространения резко отличалась от наблюдаемой. В настоящей статье нет возможности рассмотреть палеогеографические реконструкции, хотя этот пробел уже частично компенсирован [*Bergström et al., 1982; Rønnevik et al., 1983*]. Скажем лишь, что формирование плитного чехла, начавшееся с поздневендского этапа, продолжалось в течение раннепалеозойского, а в южной части и последующих этапах, хотя на эмерсивных и регрессивных стадиях происходили сокращения площади плиты. Очень значительная денудация, связанная с каледонским орогенезом, уничтожила в пределах современного Кольского полуострова и смежных районов кембрийские (?), ордовикские отложения и значительную часть вендских пород. Известно, что останцы кембрия (?) - ордовика уцелели лишь в кольцевых опущенных блоках Зимнего берега Белого моря.

Нахождение фузулинидовых карбоновых известняков в грабене Осло требует допущения соединения палеобассейнов через современный Балтийский щит [*Bergström et al., 1982*]. В этой связи необходимо отметить и присутствие в грабене Осло пермских карбонатов цехштейнового моря, тем более что путь быстрого прорыва этого арктического бассейна в Европу недостаточно ясен [*Ziegler, 1981*].

Данные НСП по зоне сочленения щита с Баренцевской плитой также указывают на возможность широкого палеораспространения карбоновых и нижнепермских отложений. Так, в западной части области контакта установлено, что углы наклона фундамента и пластов карбоновых отложений адекватны (рис. 4, XI) и линия выклинивания вторична. Сходная картина наблюдается повсеместно (рис. 4, X). Несколько направленно меняется лишь угол наклона: от 3-4°, т.е. 250 мс на 5 км, у побережья Норвегии [*Vorren et al., 1986*] до 1°, т.е. 70-100 мс на 5 км, юго-восточнее, в районе Святого Носа (рис. 4, IX-XI).

В ходе мезозойско-кайнозойского этапа на северо-западе Восточно-Европейской платформы доминировали процессы денудации. В юре отчетливо ощущается снос с Фенноскандии [*Bergström et al., 1982; Rønnevik et al., 1983*]. В юрских породах Скании известны находки переработанных спорово-пыльцевых остатков карбона, причем наиболее вероятный источник сноса - толщи карбоновых пород, некогда покрывавших Южную Швецию.

Мезозойская денудация чередовалась с вторжениями моря, в частности с поздне меловым осадконакоплением в южной части современного щита [*Ziegler, 1981*]. К концу мезозоя в регионе был сформирован пенеплен [*Geology...*, 1989].

Основные события, приведшие к оформлению современных границ щита и геоморфологического облика всего Северо-Приатлантического региона, заключаются: 1) в кайнозойских палеоцен-эоценовых поднятиях Западной Фенноскандии и Свальбарда в связи с рифтогенезом в Норвежско-Гренландской ветви Атлантического рифта [*Пуура, 1980; Torske, 1972*], которые инициировали новый интенсивный всплеск денудации, зависимой и от уровня океана; 2) в плиоцен-плейстоценовых оледенениях, воздействовавших посредством экзарации и эрозии талыми ледниковыми водами в сочетании с изостатическими процессами [*Амантов, 1990а; 1990б; Воронов, 1982; Riis & Fjeldskaar, 1990; White, 1988*].

Максимум палеоцен-олигоценового асимметричного поднятия Фенноскандии отмечался в районе Норвежского побережья. Наиболее крутой мегафлексурный изгиб, осложненный активизацией разломов в районе Лофотена [*Riis & Fjeldskaar, 1990*], был свойствен северо-западному крылу свода, обращенному к океану. Вдоль Баренцевоморского побережья образовалась крутая моноклираль, погружающаяся к морю. Здесь зона мягкого изгиба, которую можно рассматривать как флексуроподобную, тяготела к упоминавшейся пограничной зоне разломов древнего заложения, но ее непосредственная активизация не произошла. На крыльях свода - в полном соответствии с теорией педиplanationи - были выработаны «вгрызающиеся» при отступании в его верхнюю часть денудационные уступы определенной критической высоты, связанной с

устойчивостью коренных пород. Верхнепротерозойские образования, слагающие отрицательные структуры, претерпели на склоне свода селективную денудацию (рис. 4, IX, X).

Возобновление денудации увязывается с более молодыми, плиоцен-плейстоценовыми поднятиями. При ревивации Новоземельского орогена на дне Баренцева моря были сформированы куэстообразные уступы высотой до 200-250 м. Сегодня в преобразованном виде они ограничивают плато Моллера, Гусиное, Канинское и т.д. (рис. 4, I, II, V), разделяя измененные поверхности выравнивания (рис. 4, II, VI). Верхняя поверхность, изменяющаяся от аккумулятивной и денудационно-аккумулятивной до денудационной к юго-западу, прослеживается на отметках -50 -75 м до Горла Белого моря (рис. 4, VI). Эти уступы увязываются в единую систему с серией куэстообразных уступов в плитном чехле, которые были выработаны на Балтийско-Беломорской окраине щита и определяют его выклинивание (рис. 2). Особенности дочетвертичного рельефа и развития этой зоны уже описаны нами [Амантов, 1990а; 1990б].

Однако в завершении развития региона очень существен, если не колоссален, вклад плиоцен-плейстоценовых оледенений [Амантов, 1990а; Воронов, 1982; Riis & Fjeldskaar, 1990]. Степень интенсивности ледниковой денудации можно показать на примере котловин ледникового выпахивания Ладожского озера, Кандалакшского залива и т.д., образовавшихся на месте вскрытых из-под чехла рифейских отрицательных структур, сложенных менее устойчивыми неметаморфизованными породами [Амантов, 1990б]. Доказательства их денудационной природы сводятся хотя бы к отсутствию грабенообразных смещений по допоздневендскому основанию на продолжении таких котловин в пределах развития плитного чехла. Кроме того, выходы мощных силлов во вмещающих породах за счет большей прочности выражены в рельефе 200-300-метровыми уступами и выведены на общий гипсометрический уровень с кристаллическими образованиями обрамления.

Такие поперечные желоба-троги, типичные для всех ледниковых областей [Амантов, 1990б; White, 1988], имеют место и вдоль Норвежского и Баренцевоморского побережий Фенноскандии [Vorren et al., 1986]. Переуглублению, в частности, легче подвергались описанные верхнепротерозойские слабо метаморфизованные породы и более молодые отложения в контактовой зоне с супракрустальными образованиями, как-то в Варангер-фьорде и т.п. [Амантов, 1990а] (рис. 4, IX). Простираение первых способствовало преобладающей выработке здесь продольных желобов. Последние были практически повсеместно созданы вдоль границы чехла на Беломоро-Балтийской окраине щита. Однако в Горле - Воронке Белого моря видна постепенная направленная редукция такого желоба (рис. 2, IV, V) с одновременным появлением мощной толщи флювиогляциальных осадков. Признаки активной экзарации слабы либо отсутствуют к юго-востоку от упомянутых куэст Баренцева моря, а роль ледниковой денудации в их окончательном становлении может быть определяющей. Это же касается многих других форм рельефа разных порядков. Не рассматривая этот вопрос, укажем, что более устойчивый центр ледниковых щитов, на наш взгляд, располагался в северо-западной части моря, восточнее Шпицбергена, а Медвежинский желоб представлял собой основную артерию крупномасштабного выноса ледникового материала [Riis & Fjeldskaar, 1990; Sundvor, 1974]. Все большее число фактов заставляет интерпретировать множественные погребенные долины, прорезающие чехол, как разновозрастные ледниковые ложбины, спиллвеи, кули и другие формы, выработанные ледниковыми водами.

Для понимания масштабов и характера ледниковой деятельности требуется осмысление сходства фигур Балтийского и Канадского щитов [Воронов, 1982] с сохранившимися крупными останцами чехла в зонах центров прошлых оледенений Ботнического и Гудзонова заливов. Известно, что разрастание ледниковых щитов вокруг устойчивых центров сопряжено с образованием изостатических прогибов с периферическими компенсационными поднятиями. Движение льда продуцирует

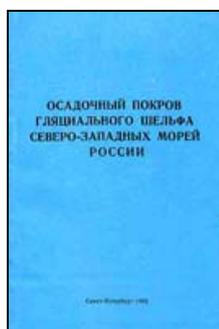
радиально-секториальную экзарацию, более интенсивную в областях распространения «податливых» осадочных пород, особенно при «вгрызании» в них сверху. Сопутствующим процессом является всплывание земной коры, компенсирующее потери массы от экзарации. При многократном повторении оледенений так могли возникнуть поднятия-перемычки, отчленившие в области Аландского архипелага и оз. Виннипег останцы Ботнического и Гудзонова заливов. Денудированный материал переводился приледниковыми системами стока на континентальные склоны, где оконтурены гигантские, мощностью в первые километры, конусы выноса ледниковых турбидитов [*Riis & Fjeldskaar, 1990; White, 1988*].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амантов А.В.* Сравнительный анализ геологического строения и истории формирования крупных озер окраин Балтийского и Канадского щитов. - В кн.: Актуальные проблемы современной лимнологии. Л., 1988, с. 4.
2. *Амантов А.В.* Методика исследований платформенного чехла Онежского залива. - Советская геология, 1989, № 7, с. 73-79.
3. *Амантов А.В.* Геология и кайнозойское развитие подводных обрамлений Фенноскандии. - В кн.: Доклады 9-й Всесоюзной школы морской «геологии». Т. 2. М., 1990, с. 6-7.
4. *Амантов А.В.* Рельеф дочетвертичной поверхности внутренних бассейнов окраины Балтийского щита. - В кн.: Материалы XII Всесоюзного совещания по четвертичной геологии и экологии. Т. 1. Таллинн, 1990, с. 31-33.
5. *Амантов А.В., Спиридонов М.А.* [Геология Ладожского озера](#). - Советская геология, 1989, № 4, с. 83-86.
6. *Воронов П.С.* Роль гляциоизостатического фактора в развитии коренного рельефа Антарктиды и Гренландии. - В кн.: Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Т. 1. Таллинн, 1982, с. 93-94.
7. Геологическое строение Арктической континентальной окраины СССР / И.С. Грамберг, В.Э. Волк, В.С. Зархидзе и др. - В кн.: Геология Арктики. М., 1984, с. 3-11.
8. Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., 1985. 115 с.
9. Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины по данным геофизических наблюдений и глубокого бурения / А.М. Армишев, А.В. Борисов, Е.Г. Бро и др. - В кн.: Геология морей и океанов. Л., 1988, с. 195-204.
10. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики / Под ред. А.А. Геодеяна. М., Наука, 1976. 110 с.
11. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа / Под ред. В.Д. Наливкина и К.Э. Якобсона. Л., Недра, 1985. 356 с.
12. *Девдариани Н.А.* Геологическое строение Беломорской котловины. Автореф. дис. М., 1985. 16 с.
13. *Окулич А.В., Лопатин Б.Г., Джексон Х.Р.* Циркумполярная геологическая карта Арктики. Карта 1765А, масштаб 1:6 000 000. Геол. служба Канады, 1989.
14. Пермские отложения Новой Земли / Под ред. В.И. Устрицкого. Л., Наука, 1981. 151 с.
15. *Погребницкий Ю.Е.* [Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция](#). - Советская геология, 1976, № 12, с. 3-22.
16. *Пуура В.А.* К проблемам кайнозойской тектоники и формирования речной сети в Балтоскандии. - В кн.: Палеотектоника Прибалтики и Белоруссии. Таллинн, 1980, с. 77-81.
17. Структура и история формирования южного обрамления Баренцева моря / Г.И. Горбунов, В.Г. Загородный, С.И. Макиевский, В.В. Суетнов. - В кн.: Геология Арктики. М., 1984, с. 73-80.
18. *Amantov A., Spiridonov M., Moskalenko P.* Geology of Pre-Quaternary formations along the margin of the Baltic Shield as an indicator of the evolution of the Gulf of Finland up to the most recent stage. - Geol. Surv. Finland, 1988, sp. pap. 6, p. 87-93.
19. *Bergström J., Bless M., Paproth E.* The marine Knabberud limestone in the Oslo Graben: possible implications for the model of Silesian palaeogeography. - Z. dt. Geol. Ges., 1982, vol. 136, p. 181-194.
20. *Faleide J.I., Gudlaugsson S.T., Jacquart Cr.* [Evolution of the Western Barents Sea](#). - Mar. Petrol. Geol., 1984, vol. 1, p. 123-150.

21. *Floden T.* Seismic stratigraphy and bedrock geology of the central Baltic. - Stockholm Contrib. Geol., 1980, vol. 35. 240 p.
22. Geology and geomorphology of transitional zone between Baltic Shield and Russian platform / *A. Amantov, V. Puura, A. Raukas, M. Spiridonov.* - Abstracts of 28 IGS, Washington, 1989, vol. 1, of 3, p. 38.
23. Geophysical investigations of western Bothnian Bay / *T. Floden, R. Jacobsson, M.G. Kumpas e. a.* - Geol. Foren. Stockh. Forh., 1980, vol. 101, pt. 4, p. 321-327.
24. *Hinz K., Schlüter H.-U.* [The geological structure of the western Barents Sea.](#) - Mar. Geol., 1978, vol. 26, p. 199-230.
25. *Kristoffersen Y., Milliman J.D., Ellis J.P.* Unconsolidated sediments and shallow structure of the northern Barents Sea. - Norsk Polarinstittutt, 1984, vol. 180, p. 25-39.
26. *Lehtovaara J.* Palaeozoic sedimentary rocks in Finland. - Ann. Acad. Fennicae, 1982, A. III-133. 35 p.
27. *Riis F., Fjeldskaar W.* The importance of erosion and mantle phase changes for the late Tertiary uplift of Scandinavia and the Barents Sea. - N.P.D. reports, 1990. 40 p.
28. *Rønnevik H.G.* Geology of the Barents Sea. - In: Petroleum geology of the continental shelf of N-W Europe. London, 1981, p. 395-406.
29. *Rønnevik H., Beskow B., Jacobsen H.P.* Structural and stratigraphic evolution of the Barents Sea. - Arctic Geol. Geophys., 1982, p. 431-440.
30. *Rønnevik H., Eggen S., Vollset J.* Exploration of the Norwegian Shelf. Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe. - Geol. Soc. Spec. Publ., 1983, № 12, p. 71-93.
31. *Sturt B.A., Roberts D.* Caledonides of Northernmost Norway, Finnmark. - Geol. Surv. Canada, 1978, pap. 78-13, p. 17-24.
32. *Sundvor E.* [Seismic refraction and reflection measurements in the southern Barents Sea.](#) - Mar. Geol., 1974, № 16, p. 255-273.
33. *Torske S.* Tertiary oblique uplift of Western Fennoscandia: crustal warping in connection with rifting and break-up of the Laurasian continent. - Nor. Geol. Unders., 1972, 273, p. 43-48.
34. *Tynni R., Uutela A.* Microfossils from the Precambrian Muhos formation in Western Finland. - Geol. Surv. Finland, 1984, bull. 330. 38 p.
35. *Vassmyr S., Vorren T.* Clast petrography and stratigraphy in late Quaternary sediments in the south-western Barents Sea. - Norsk Geol. Tidssrift, 1990, vol. 70, p. 95-110.
36. *Vorren T., Kristoffersen Y., Andreassen K.* Geology of the inner shelf west of North Cape, Norway. - Norsk Geol. Tidssrift, 1986, vol. 66, p. 99-105.
37. *White W.A.* [More on deep glacial erosion by continental ice sheets and their tongues of tributary ice.](#) - Quatern. Res., 1988, № 30, p. 137-150.
38. *Winterhalter B.* On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation. - Geol. Surv. Finland, 1972, bull. 258. 66 p.
39. *Ziegler P.A.* Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. - In: Petroleum geology of the continental shelf of N-W Europe. London, 1981, p. 3-39.

**Ссылка на статью:**



**Амантов А.В. Геологическое строение осадочного чехла бассейнов Северо-Запада России // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. Сб. науч. трудов. СПб., 1992, с. 25-47.**