

УДК 551.242.056

## ПРИЗНАКИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

© 2007 г. Р.Б. Крапивнер

Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ЗАО «ГИДЭК», 105203, Москва, 15-ая Парковая, д. 10А  
Поступила в редакцию 21.03.2006 г.

Рассмотрены приповерхностные геолого-геоморфологические и структурные признаки новейшей, в том числе практически современной, тектонической активности Баренцевского шельфа. На детально изученных площадях закартированы широкие пояса вторичных разрывных нарушений - линейные области динамического влияния разломов акустического фундамента, обладающих компонентой горизонтального сдвига. Некоторые из вторичных разрывов смещают новейшие отложения, при этом в условиях транспрессии возникают аллохтонные блоки мезозойских или палеозойских пород, иногда практически не перекрытые современными морскими осадками. Характеризуются другие признаки современной активности вторичных разрывов: приповерхностные складки нагнетания, своеобразный волнистый рельеф поверхности илов на глубоководных участках дна. Впервые обосновывается связь экзотических подводных «сопок» и газопроявлений на востоке Печорского моря с современным грязевым вулканизмом, обусловленным тектонической активизацией Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса в обстановке латерального сжатия. В наиболее погруженной части Центрального желоба выявлена наложенная аккумулятивная возвышенность, образование которой связывается с влиянием сейсмических колебаний дна, вызывавших частичную флюидизацию поверхностных морских илов, их пластично-вязкое течение и локальную аккумуляцию на благоприятном для этого участке дна. Выводы о геодинамической обстановке, вытекающие из анализа приповерхностных признаков неотектонической активности, могут использоваться как обратная связь для выдвигаемых геотектонических концепций.

### ВВЕДЕНИЕ

Баренцевский шельф отличается большой мощностью осадочного чехла. Даже на сводах крупных положительных структур она составляет 5-6 км, а на их склонах и во впадинах возрастает до 10-15 км, достигая местами 18-19 км [Богацкий и др., 1996]. Чехол состоит из нескольких структурно-формационных комплексов, разделенных границами регионального несогласия. Самая верхняя из них совпадает с подошвой покрова новейших отложений, наиболее распространенным литотипом которых является диамиктон - плохо сортированная песчано-алеврито-глинистая порода, обладающая массивной текстурой и небольшой примесью местного и эрратического грубообломочного материала. По поводу генезиса диамиктона среди российских геологов существуют разные точки зрения. Новейшие отложения формировались в эпоху последней (неотектонической) активизации региона и имеют незначительную мощность, которая изменяется от долей метра до нескольких десятков метров и изредка достигает 100-130 м, а вблизи западного

континентального склона и более. Возраст этих отложений также не вполне ясен, во всяком случае, самые нижние их горизонты не древнее позднего миоцена [Генералов и др., 1970].

Общие вопросы неотектоники шельфа Баренцева моря рассмотрены недавно Э.В. Шипиловым [Шипилов, 2006]. Целью предлагаемой статьи является исследование механизма конкретных проявлений неотектонической активности в структуре осадочного чехла и донном рельефе. Эта проблема весьма актуальна, поскольку из-за географического положения Баренцевского шельфа в многочисленных работах по его четвертичной геологии практически любые дислокации новейших отложений или их субстрата, а также отрицательные или положительные формы донного мегарельефа часто априори считаются результатом деятельности плейстоценовых ледников.

В работе [Крапивнер, 2006] показано, что шельф в его нынешних границах и с современным распределением глубин сформировался в результате общих погружений Баренцево-Карской континентальной окраины, начавших-

ся 15-16 тыс. лет назад. Они были очень быстрыми (от долей сантиметра до 2-3 см и более в год) и неравномерными по площади, вследствие чего сопровождались возникновением локальных деформационных структур. Важной особенностью шельфов является наличие покрова слабо консолидированных илов, обладающих специфическими деформационными свойствами и помогающих распознавать юные тектонические движения, выражающиеся в резком изменении их мощности. Кроме того, возможное в морских условиях применение густой сети линий непрерывного сейсмоакустического профилирования позволяет картировать приповерхностные дислокации даже небольших размеров. Ниже будут охарактеризованы закономерности распределения, морфология и генезис неотектонических деформационных структур и признаки их практически современной активности. Рассматривается российский сектор шельфа к югу от 76° северной широты (см. рис. 1), хорошо изученный геолого-геофизическими методами, в том числе детальными инженерно-геологическими исследованиями на отдельных площадях.

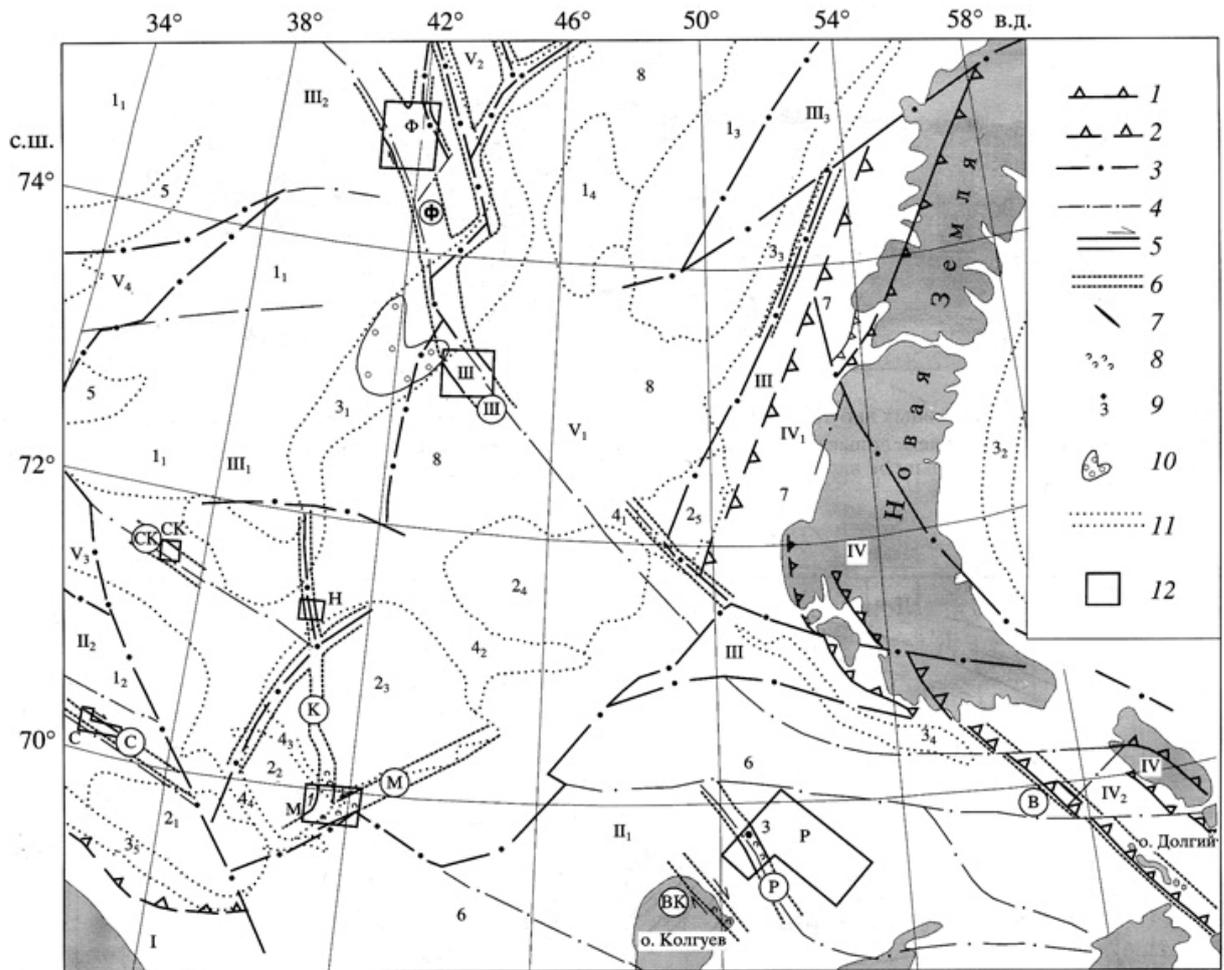
#### ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Непосредственно под новейшими отложениями в породах их субстрата вплоть до самых молодых (маастрихтских и, вероятно, нижнепалеоценовых) на записях непрерывного сейсмоакустического профилирования часто фиксируются разрывные нарушения, выраженные резкими вертикальными смещениями отражающих границ амплитудой от нескольких метров до нескольких десятков метров (см. рис. 2). Закономерности пространственного распределения подобных малоамплитудных разрывов удается установить лишь при детальном исследовании по прямоугольной или квадратной сети линий сейсмоакустического профилирования с размером ячейки от 100 м до 1-2 км. Детальные исследования проводились на многих перспективных участках шельфа, при этом приповерхностные разрывные нарушения были обнаружены на Мурманской, Североморской, Ферсмановской, Штокмановской, Надеждинской, Северо-Кильдинской и Русской площадях (см. рис. 1). Оказалось, что разрывы имеют незначительную длину и концентрируются в линейные пояса (зоны). Последним для удобства изложения присвоены названия площадей, на которых они были обнаружены. В пределах Мурманской площади пересекаются две таких зоны: Мурманская и Лопарская (рис. 3).

Выделенные зоны вытянуты в различных направлениях: Ферсмановская, Штокманов-

ская, Русская и Восточно-Колгуевская - северо-западном (315-330°), Надеждинская и Лопарская - северо-северо-западном (345-350°), Североморская и Северо-Кильдинская - запад-северо-западном (290-295°), Мурманская - северо-восточном (60°). Как правило, они идентифицируются и по более глубоким горизонтам осадочного чехла, причем их ширина последовательно уменьшается вниз по разрезу [Кративнер, 1988]. По подошве новейших отложений ширина поясов разрывных нарушений изменяется от 10-12 до 15-16 км, достигая иногда 25-35 км. Разрывы расположены под разными углами по отношению друг к другу и к простиранию всей зоны их распространения. Длина отдельных разрывов чаще всего изменяется от 1.5-3 до 5-8 км, максимальная достигает 10-12 (до 15) км. Амплитуда вертикального смещения, обычно, не выходит за пределы 10-30 м, изредка сокращаясь до нескольких метров или возрастая до 50-60 м. Расстояние между соседними нарушениями измеряется несколькими километрами и иногда сокращается до сотен метров (см. рис. 2-4).

Пояса развития приповерхностных разрывных нарушений обнаруживают определенную пространственную связь, с одной стороны, с разломами, выделенными по геофизическим данным под осадочным чехлом [Богацкий и др., 1996], а с другой - с отдельными крупными элементами подводного рельефа (см. рис. 1). Так, Мурманская зона располагается под небольшим углом к северо-восточной оконечности разлома, считающегося здесь ограничением Восточно-Баренцевского трога, вместе с тем зона простирается параллельно юго-восточной окраине Южно- и Северо-Канинской мелководных банок, вдоль которой она, по видимому, протягивается, имея вероятную длину 150 км. Лопарский пояс разрывов прослежен сейсморазведкой по поверхности нижнепермских карбонатов от области пересечения с Мурманским еще на ~ 100 км в северо-северо-западном направлении [Васильева и др., 1986]. В глубоко погруженном акустическом фундаменте разлом не известен, но пояс разрывов располагается на непосредственном юго-юго-восточном продолжении разлома, являющегося фрагментом западной границы Восточно-Баренцевского трога. Его неотектоническая активность подтверждена на Надеждинской площади (см. рис. 1). Внутри аномально широкой (35 км) Ферсмановской зоны разрывных нарушений в акустическом фундаменте протягиваются два субпараллельных разлома. Один из них имеет большую протяженность и пересекает Восточно-Баренцевский трог в диагональном направлении. Вблизи западного



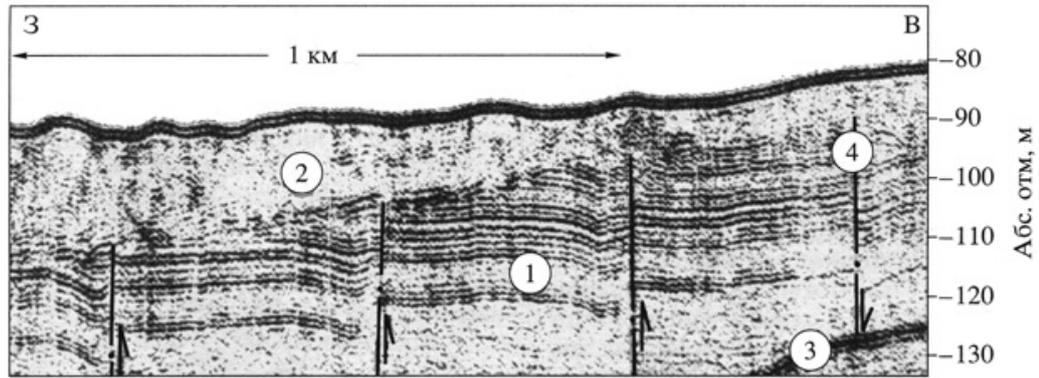
**Рис. 1.** Признаки неотектонической активности Баренцевого шельфа

1 – главные надвиги и взбросы; 2, 3 – главные разломы под осадочным чехлом; 2 – надвиги, 3 – разломы других кинематических типов; 4 – прочие разломы; 5 – границы областей динамического влияния разломов, установленные на участках детальных исследований; 6 – то же, предполагаемые по геолого-геоморфологическим признакам; 7 – площадь распространения грязевых вулканов; 8 – область развития складок нагнетания в неотектонически активной свдвиговой зоне; 9 – скважина, вскрывшая крупную складку нагнетания; 10 – предполагаемая сейсмогенная аккумулятивная возвышенность; 11 – границы крупных элементов донного рельефа; 12 – площади детальных исследований; М – Мурманская, Н – Надеждинская, Р – Русская, С – Североморская, СК – Северо-Кильдинская, Ф – Ферсмановская, Ш – Штокмановская. Области динамического влияния неотектонически активных разломов (буквенные обозначения в кружках): В – Вашуткинско-Талотинская, М – Мурманская, Л – Лопарская, Р – Русская, С – Североморская, Ф – Ферсмановская, Ш – Штокмановская, ВК – Восточно-Колгуевская. Основные элементы тектонической структуры по [1]: I – Восточно-Европейский кратон; II – плиты с протерозойско-вендским фундаментом (II<sub>1</sub> – Тимано-Печорская, II<sub>2</sub> – Кольская микроплита); III – Свальбардская плита (III<sub>1</sub> – Финмаркенское поднятие, III<sub>2</sub> – Центрально-Баренцевская зона поднятий, III<sub>3</sub> – Адмиралтейский горст); IV – Пайхойско-Новоземельский складчатый пояс (IV<sub>1</sub> – Западно-Новоземельская зона дислокаций, IV<sub>2</sub> – Предпайхойский прогиб); V – Субокеанические трог (V<sub>1</sub> – Восточно-Баренцевский трог, V<sub>2</sub> – грабен Книповича, V<sub>3</sub> – грабен Варангер, V<sub>4</sub> – Нордкапский грабен). Элементы донного рельефа: 1 – возвышенности (1<sub>1</sub> – Центрально-Баренцевская, 1<sub>2</sub> – Мурманская, 1<sub>3</sub> – Адмиралтейская, 1<sub>4</sub> – Лудловская); 2 – мелководные банки (2<sub>1</sub> – Мурманская, 2<sub>2</sub> – Южно-Канинская, 2<sub>3</sub> – Северо-Канинская, 2<sub>4</sub> – Гусиная, 2<sub>5</sub> – Моллера); 3 – продольные желоба (3<sub>1</sub> – Центральный, 3<sub>2</sub> – Новоземельский, 3<sub>3</sub> – Северо-Новоземельский, 3<sub>4</sub> – Южно-Новоземельский, 3<sub>5</sub> – Кольский); 4 – поперечные желоба (4<sub>1</sub> – Моллера, 4<sub>2</sub> – Гусиный, 4<sub>3</sub> – Канинский, 4<sub>4</sub> – Нордъюпет), 5 – верховья Медвежинского желоба; 6 – Печоро-Канинское мелководье; 7 – Приновоземельская цокольная терраса, 8 – Центральная низменность

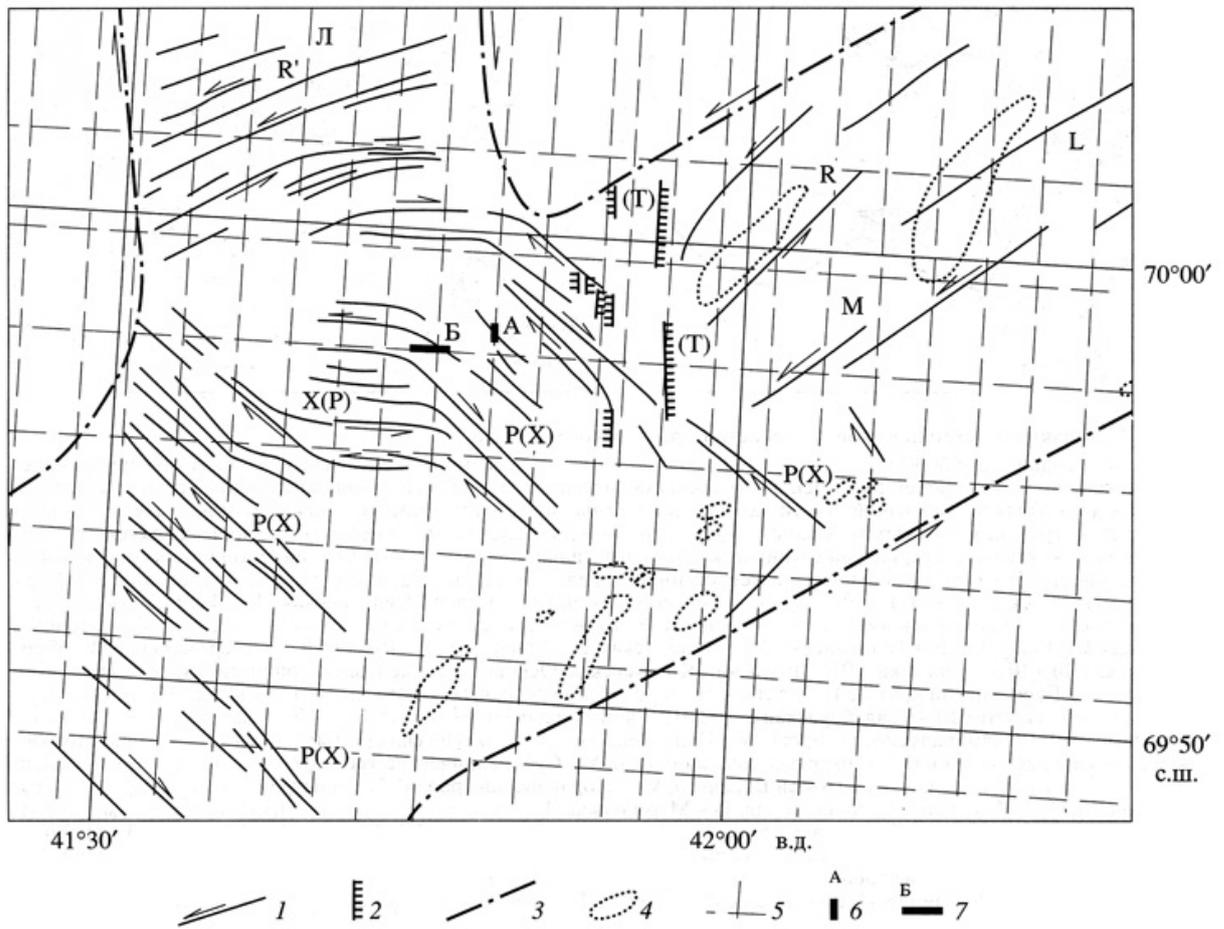
фланга последнего над этим разломом расположена Штокмановская зона приповерхностных разрывов.

Непосредственно под Североморской зоной разлом докембрийского фундамента не установлен, но параллельно ей в нескольких километрах юго-юго-западнее в фундаменте протягивается разлом длиной ~ 120 км. Можно предполагать, что он является лишь одним из серии активизированных в неотектоническую эпоху параллельных нарушений, обусловивших сту-

пенчатое погружение Кольской моноклинали в северо-восточном направлении. Такое нарушение, не выраженное в геофизических полях, вероятно, существует и под Североморской зоной. Над близким по простиранию (запад-северо-запад 293°) разломом акустического фундамента расположена Северо-Кильдинская зона развития приповерхностных разрывов [Крапивнер, 1988]. Этот разлом пересекает Финмаркенское поднятие и служит северо-восточным ограничением грабена Варангер,



**Рис. 2.** Отображение разрывных нарушений на записях непрерывного сейсмоакустического профилирования  
Цифры в кружках: 1 – верхнемеловые породы, 2 – консолидированные новейшие отложения (диамиктон), 3 – кратное отражение ото дна, 4 – разрывное нарушение. Местоположение разреза см. на рис. 3



**Рис. 3.** Вторичные структурные парагенезисы Мурманской (М) и Лопарской (Л) сдвиговых зон  
1 – вторичные разрывные нарушения (сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги); 2 – то же – сбросы, возникшие из трещин отрыва; 3 – границы сдвиговых зон; 4 – контуры складок нагнетания, активным слоем которых служит диамиктон; 5 – линии непрерывного сейсмоакустического профилирования; 6 – местоположение разреза, приведенного на рис. 2; 7 – местоположение разреза, приведенного на рис. 2. Буквами обозначены кинематические группы вторичных разрывов Лопарской и (в скобках) Мурманской сдвиговых зон. Стрелки показывают направление сдвигового смещения

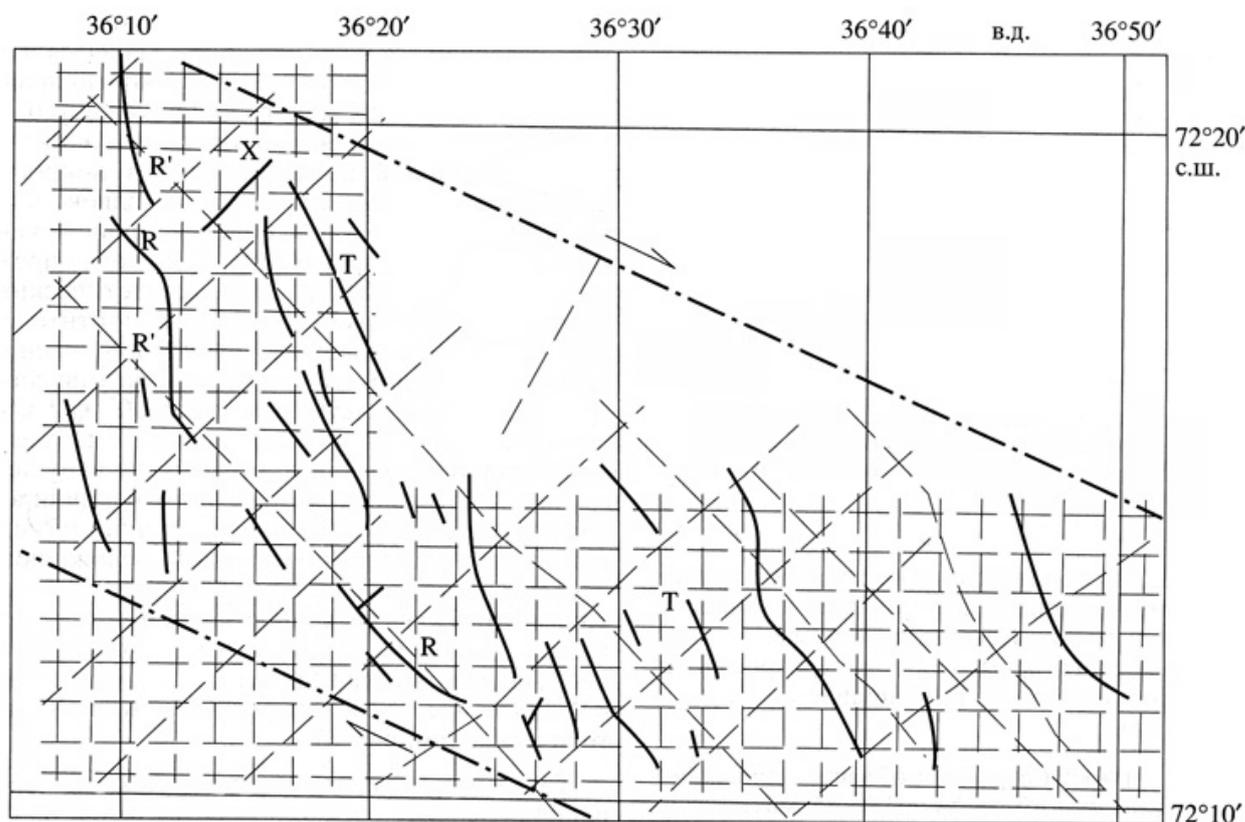


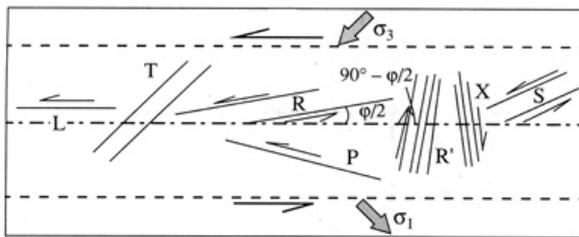
Рис. 4. Вторичные структурные парагенезисы Североморской сдвиговой зоны. Условные обозначения см. на рис. 3

протягиваясь также вдоль юго-западной границы Центрального желоба. На рис. 1 области концентрации приповерхностных разрывных нарушений показаны лишь над теми из выделенных под осадочным чехлом разломов, неотектоническая активность которых либо установлена на площадях детальных исследований, либо предполагается в связи с приуроченностью к ним границ между крупными элементами донного рельефа.

Из изложенного следует, что происхождение поясов приповерхностных разрывных нарушений относится к проблеме вторичного структурообразования, развивающегося над активными разломами жесткого основания в перекрывающих менее литифицированных отложениях [Ребецкий, 1987; Chinnery, 1966a; Chinnery, 1966b]. Поверхностью жесткого основания в условиях Баренцевского шельфа может служить кровля платформенного фундамента либо одна из внутривосточных границ, по которой происходит резкое изменение литологического состава пород, например, смена верхнепалеозойских карбонатов терригенными отложениями мезозоя и кайнозоя. В последнем случае зона приповерхностных вторичных разрывов обычно располагается над более узким поясом субпараллельных разломов, игравших, вероятно, роль вторичных нарушений по отношению к разломам фундамента в предше-

вавшие геологические эпохи, как это можно предполагать для Мурманского и Лопарского разломов [Кративнер, 1988]. Таким образом, в конечном счете тектоническая активность приповерхностных вторичных разрывов указывает на тектоническую активность разломов фундамента.

Вторичное структурообразование является результатом воздействия разлома на вызвавшее его поле напряжений. После зарождения разлома последние в его окрестностях существенно снижаются, и лишь близ продольных окончаний и над верхней кромкой сместителя (т.е. уже в более слабых породах чехла) обособляются области локальной концентрации напряжений, зачастую превышающих исходные [Chinnery, 1966a; Tchalenko, 1970a]. При дальнейшем перемещении крыльев разлома эти локальные напряжения сначала нарастают, достигают максимума, затем уменьшаются и становятся постоянными (остаточными), не зависящими от амплитуды перемещения [Tchalenko, 1970a]. В результате над трассой разлома формируется линейная зона, внутри которой породы осадочного чехла подвергаются тектонической переработке. Ее ширина возрастает вверх по разрезу, поскольку зависит главным образом от мощности вовлеченных в надразломную деформацию отложений. На поверхности она соизмерима с мощностью покровного комплекса



**Рис. 5.** Обобщенная схема вторичных структурных парагенезисов (план) области динамического влияния разлома сдвигового типа, по [14], с дополнениями по [20, 32]

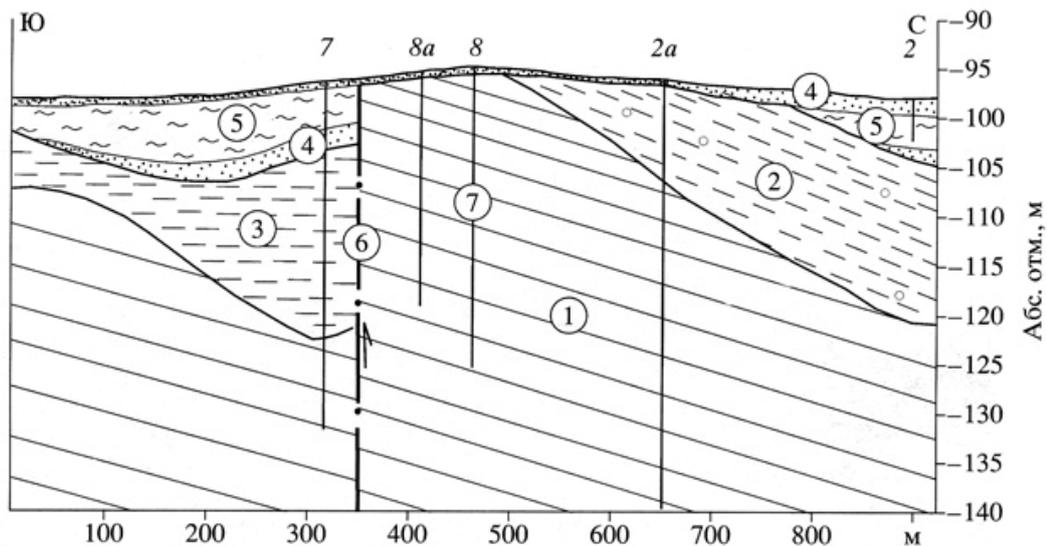
L, P, R, R', S, T, X – кинематические группы вторичных разрывных нарушений, серыми стрелками показана ориентировка осей главных максимального ( $\sigma_3$ ) и минимального ( $\sigma_1$ ) напряжений

или превышает ее иногда в 1.5-2 раза и более [Стойнов, 1977; Шерман и др., 1983], что согласуется с приведенными примерами (см. рис. 3, 4). Подобные зоны были удачно названы в [Шерман и др., 1983] областями динамического влияния разломов. Внутри этих областей развиваются разнообразные, преимущественно разрывные вторичные структуры, часть которых в конце концов образует единое главное нарушение, тогда как разрывы, потерявшие активность, становятся опережающими. Таким образом, в разрезе геологического времени разлом разрастается вдоль по простиранию и по направлению к дневной поверхности.

Закономерности строения областей динамического влияния разломов разных кинематических типов исследованы аналитически, экспериментально и на природных объектах, чему посвящена обширная литература [Ребецкий, 1987; Стойнов, 1977; Шерман и др., 1983; Barlett et al., 1981; Tchalenko, 1970a; Tchalenko, 1970b; Wilcox et al., 1973 и др.]. Особенности геометрического рисунка зон локализации вторичных разрывных нарушений на Баренцевском шельфе указывают на то, что эти зоны обособлялись над сдвигами или над разломами с существенной компонентой горизонтального сдвига. От образующихся над сбросами, взбросами или надвигами они отличаются тем, что представлены кулисными рядами диагональных и поперечных к простиранию главного разлома вторичных разрывов, тогда как продольные появляются лишь на поздней стадии развития сдвиговой зоны. По величине угла между осью зоны (по направлению сдвига) и простиранием вторичных разрывных нарушений последние объединяются в кинематические группы, которым в экспериментах присваивают буквенные обозначения. Основанная на этом признаке обобщенная схема вторичных структурных парагенезисов сдвиговых зон - областей динамического влияния, развивающихся в осадочном чехле над сдвиговыми разломами фундамента, приведена на рис. 5. Для

объяснения особенностей ориентировки вторичных нарушений обычно используется кулоновский критерий разрыва:  $\tau = \tau_0 + \sigma \times \operatorname{tg} \varphi$ , где  $\tau$  - касательное напряжение, приводящее к разрыву,  $\sigma$  - нормальное напряжение в плоскости разрыва,  $\tau_0$  - предел прочности сцепления материала на сдвиг при  $\sigma = 0$ ,  $\varphi$  - угол внутреннего трения (обычно принимается, что  $\varphi = 30-35^\circ$ ). Критерий Кулона предсказывает, что разрывы сколового типа развиваются не в плоскостях максимальных касательных напряжений, а образуют с направлением главного нормального напряжения угол  $\theta = 90^\circ - \varphi / 2$ . Считается, что это обстоятельство и служит причиной возникновения в покровном комплексе кулисных сколовых разрывов, ориентированных косо и почти поперек к простиранию главного разлома на глубине. К их числу прежде всего относятся диагональные (синтетические) и сопряженные с ними поперечные (антитетические) вторичные разрывы групп R и R', расположенные под углом (по направлению сдвигового вращения), соответственно,  $\varphi / 2$  и  $90^\circ - \varphi / 2$  к оси сдвиговой зоны. В этом же локальном поле напряжений образуются и вторичные нарушения группы T (трещины отрыва и возникающие из них крутые сбросы). На поздних стадиях развития сдвиговой зоны или при наличии осложняющих обстоятельств (высокое всестороннее давление, кинематическая стесненность и т.п.) могут появляться сколовые разрывы иной ориентировки: продольные (группа L) и диагональные (группы S и P) синтетические и поперечные (группа X) антитетические (см. рис. 5).

Таким образом, геометрия сдвиговой зоны в плане позволяет определять ее знак, т.е. направление относительного перемещения крыльев разлома жесткого основания. Следует, однако, учитывать, что вторичные разрывы после своего образования испытывают некоторое вращение в процессе продолжающейся деформации пластического сдвига, вследствие чего на практике углы, образуемые вторичными нарушениями с осью сдвиговой зоны, могут быть больше (группы L, R, R' и S) или меньше (группы T, P и X) теоретических. Исходя из этого, вторичные разрывы, составляющие с осью выявленных на шельфе сдвиговых зон угол менее  $5^\circ$ , отнесены к группе продольных (L), от  $5$  до  $20-22^\circ$  - к группе диагональных (R), а от  $65$  до  $85-90^\circ$  - поперечных (R') нарушений. Разрывы промежуточной ориентировки (от  $20-22$  до  $65^\circ$ ) условно идентифицируются как вторичные нарушения групп T и S. Знак смещения вдоль простирания всей сдвиговой зоны (и, следовательно, вдоль главного разлома в жестком основании) определяется тем, что угол между вторичными разрывами перечисленных



**Рис. 6.** Смещение новейших отложений вдоль вторичного разрывного нарушения области пересечения Мурманской и Лопарской сдвиговых зон

Цифры в кружках: 1 – верхнемеловые породы, 2 – диамиктон, 3 – среднечетвертичные (?) глины, 4 – пески, 5 – слабо консолидированные илы, 6 – разрывное нарушение, 7 – скважина. Местоположение разреза см. на рис. 3

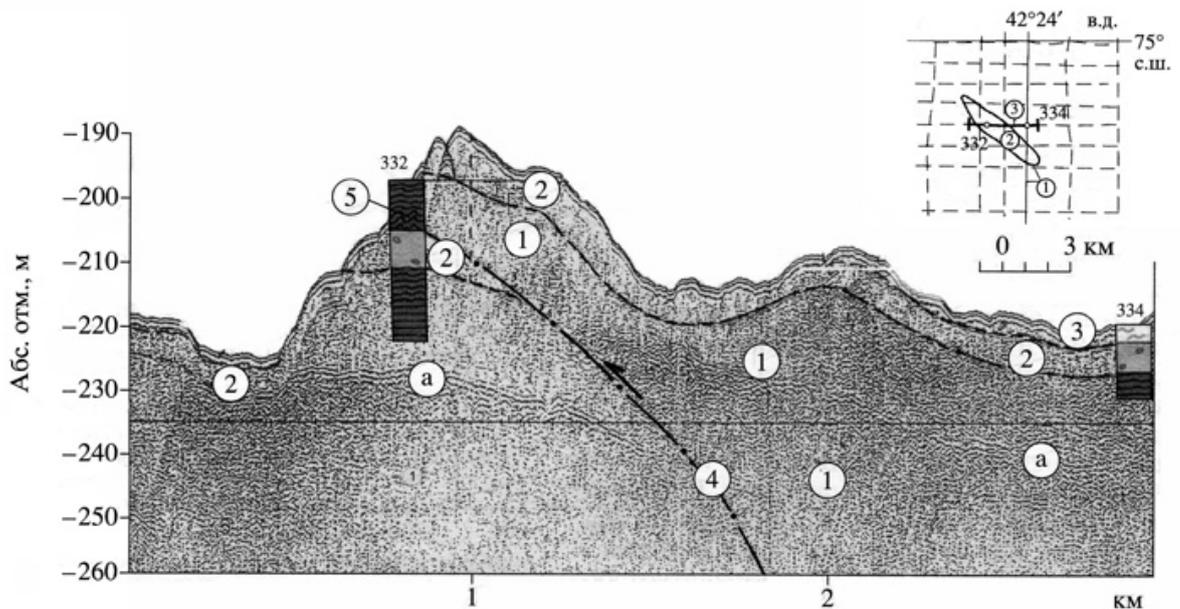
групп и осью зоны (по направлению сдвига), как правило, меньше прямого. Исключения составляют вторичные разрывы групп Р и Х, играющие главную роль в области пересечения Мурманской и Лопарской сдвиговых зон (см. рис. 3,4). По экспериментальным данным нарушения этих групп формируются в обстановке кинематической стесненности и латерального сжатия [Barlett et al., 1981; Gamond, 1983], которая вполне объяснима при пересечении сдвиговых зон под углом, близким к прямому, как в рассматриваемом случае.

Выполненный по изложенной методике на отдельных площадях анализ геометрии приповерхностных вторичных структурных парагенезисов сдвиговых зон показал, что в жестком основании внутренних районов шельфа разломы северо-восточной ориентировки обладают компонентой левостороннего, а северо-западной - правостороннего сдвига (см. рис. 1). Последнее подтверждается детальным изучением непрерывного (30 км) естественного разреза в обрывах высокого северо-восточного берега острова Колгуев, где была выделена правосторонняя Восточно-Колгуевская сдвиговая зона [Крапивнер, 1986]. Наибольшая активность этих разломов проявилась в начале неотектонической эпохи, служившем важным рубежом структурных и палеогеографических преобразований. Дифференцированные тектонические движения в этот период сопровождались интенсивным, по-видимому, субаэральным размывом, вследствие чего вертикальные смещения вдоль вторичных разрывов в большинстве случаев затрагивают лишь породы субстрата новейших отложений. Существуют,

однако, отчетливые признаки и более поздней практически современной активизации этих разломов, рассматриваемые ниже.

#### ПРИЗНАКИ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ

Под современной ниже понимается тектоническая активность, проявленная в период формирования слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, начавшийся 15-16 тыс. лет назад и продолжающийся поныне [Крапивнер, 2006]. Современная активность разломов фундамента подтверждается прежде всего тем, что в ряде случаев вторичные разрывы областей их динамического влияния затрагивают и новейшие отложения, включая слабо консолидированные осадки (рис. 6). Особенно часто это происходит, когда вторичные разрывы развиваются в условиях транспрессии, т.е. имеют компоненту взбросового смещения. В таких случаях сместители крутых разрывов в приповерхностных горизонтах геологического разреза выполаживаются в сторону опущенного крыла, что является их механически обусловленным свойством [Гзовский, 1963; Barlett et al., 1981; Harding & Lowell, 1979; Sandford, 1959; Sylvester & Smith, 1976] и наблюдалось нами в береговых обрывах острова Колгуев [Крапивнер, 1986]. Из-за вязкого разрушения слои в окрестностях таких разрывов испытывают более или менее интенсивную пластическую деформацию, с которой обычно связаны зоны потери сейсмической корреляции. По этой причине нарушения рассматриваемого типа чаще всего не находят прямого отражения на сейсмозаписях.



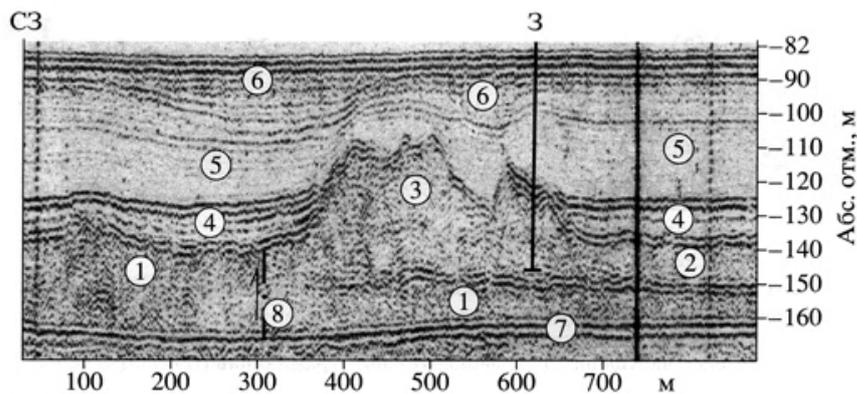
**Рис. 7.** Сейсмо-геологический разрез и (на врезке) плановая ориентировка тектонической гряды, обусловленной приповерхностным выполаживанием вторичного разрыва  
 Цифры и буква в кружках: 1 – нижнемеловые отложения, 2 – диамиктон, 3 – слабо консолидированные илы, 4 – разрывное нарушение, 5 – скважины, а – маркирующий отражающий горизонт в нижнемеловых отложениях. На врезке: 1 – линии непрерывного сейсмоакустического профилирования, 2 – тектоническая гряда, 3 – линия сейсмо-геологического разреза

Транспрессивные разрывы, смещающие новейшие отложения, ограничивают снизу надвинутые пластины пород их субстрата, а зоны приразрывных дислокаций могут быть выражены в рельефе дна в виде гряд относительной высотой до 30-40 м, шириной до 0.4-0.8 км и протяженностью несколько километров. Одна из таких гряд выявлена на северо-восточном фланге Ферсмановской сдвиговой зоны. Она вытянута в северо-западном направлении ( $308^\circ$ ), и по соотношению с простиранием оси сдвиговой зоны вторичное разрывное нарушение, обусловившее возникновение этой формы донного рельефа, относится к группе Р (рис. 7, см. рис. 5). Характерная для разрывов этой группы обстановка кинематической стесненности и латерального сжатия зафиксирована и в геологическом разрезе гряды. Скважина, пробуренная у ее вершины, вскрыла под тонким (0.2 м) слоем глинистого ила интенсивно дислоцированный аллохтонный блок плотных нижнемеловых пород (6.5 м), а под ним - слои, залегающие в нормальной стратиграфической последовательности: диамиктон (8.6 м) и нижнемеловые отложения (16.7 м). Породы автохтона также затронуты мелкими дислокациями, затухающими вниз по разрезу. Интерпретация данных бурения и сейсмоакустического профилирования приведена на рис. 7. В соответствии с ней на сейсмозаписи отображен лишь приповерхностный фрагмент выполаживающегося по восстанию крутого разрыва, наклон которого в вертикальном интервале  $\sim 55$  м плавно

уменьшается от  $15$  до  $8^\circ$ , причем амплитуда приповерхностного горизонтального перекрытия в поперечном разрезе составила  $\sim 200$  м. На противоположном фланге Ферсмановской сдвиговой зоны сходные дислокации и образованные ими гряды вытянуты в северо-восточном направлении ( $52-54^\circ$ ) и связаны с поперечными вторичными разрывами группы Р'.

Мощность современного покрова морских илов вне погребенных под ними речных долин обычно измеряется несколькими метрами, что подтверждено и скважиной 334, тогда как на грядах, аналогичных приведенным на рис. 7, она не превышает первых дециметров. В соответствии с установленными по радиоуглеродным датировкам скоростями седиментации [Крапивнер, 2006] двухдециметровый слой ила, перекрывающий меловой аллохтон в скважине 332, начал отлагаться не ранее 1-2 тыс. лет назад. Следовательно, примерно таков же и возраст тектонического события, обусловившего возникновение гряды и мелового аллохтона внутри нее.

Выположенные у поверхности взбросо-сдвиговые вторичные разрывы, смещающие новейшие отложения, широко распространены внутри Восточно-Колгуевской [Крапивнер, 1986], Штокмановской и Русской сдвиговых зон. В пределах последней они проникают и в покровную толщу морских илов мощностью до 30-35 м, заполняющих здесь погребенную речную долину.



**Рис. 8.** Складка нагнетания диамиктона внутри Русской сдвиговой зоны

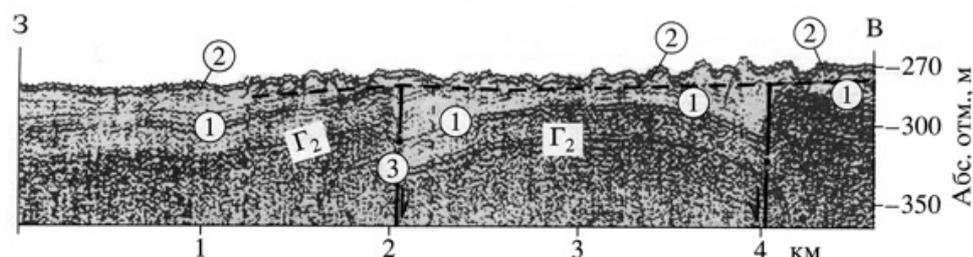
Цифры в кружках: 1 – меловые отложения, 2 – диамиктон, 3 – складка нагнетания диамиктона, 4 – пески, 5 – слабо консолидированные морские илы, пассивно участвующие в складчатости, 6 – то же, образующие седиментационные структуры заполнения синклинали складок над зонами выжимания диамиктона, 7 – кратное отражение ото дна. Местоположение разреза см. на рис. 1 (скважина 3)

Поскольку вертикальная амплитуда смещения по разрывам меньше мощности илов, приповерхностная дислокация не выражена в донном рельефе и сопровождается лишь резким утонением их покрова в поднятом блоке. На Штокмановской площади аллохтонные блоки меловых пород в структурах, подобных приведенным на рис. 7, по границе размыва перекрыты более молодым диамиктоном и поэтому тоже не выражены в рельефе [Крапивнер, 2006].

Несмотря на то, что далеко не все приповерхностные вторичные разрывы проникают в новейшие отложения, существует ряд косвенных признаков их практически современной тектонической активности. К ним относятся складки нагнетания, в которых активным слоем служит диамиктон. Из-за низкой гранулометрической сортировки и, в связи с этим, компактной упаковки частиц диамиктон выделяется среди вмещающих слоев повышенной прочностью и слабой сжимаемостью, сохраняя гидропластичность. Подобные отложения внутри слоистого комплекса, медленно деформируемого в поле слабых напряжений, проявляют свойства вязкого тела, выжимаясь в наименее напряженные участки с образованием ядер нагнетания, над которыми отложения покровного комплекса (его роль выполняют слабо консолидированные морские илы) испытывают поперечный изгиб [Крапивнер, 1992]. Слабые неравномерно распределенные напряжения развивались в диамиктоне из-за пластической деформации подстилающих мезозойских или до-мезозойских слоев, вызванной тектоническим крипом вдоль смещающих их вторичных разрывных нарушений. На это указывает приуроченность приповерхностных складок нагнетания к областям динамического влияния разломов жесткого основания Мурманской, Лопарской, Русской и Восточно-Колгуевской сдвиго-

вых зон. Складки имеют длину от первых сотен метров до 6-9 км с соотношением длины к ширине 1:3 - 1:4, обычно протягиваясь на небольшом расстоянии от вторичных разрывных нарушений и нередко образуя кулисные ряды, параллельные оси сдвиговой зоны (см. рис. 3). Иногда они пересекают трассу вторичных разрывов, откуда следует, что процессы выжимания и нагнетания материала активного слоя определяются латеральным перераспределением приповерхностных напряжений в пределах сдвиговой зоны в целом. Складки нагнетания симметричны с вертикальными осевыми поверхностями, пологими (обычно не более 5-6°) крыльями и амплитудой от нескольких метров до многих десятков метров, благодаря чему исходная мощность диамиктона может возрастать на коротких расстояниях в несколько раз. Мощность акустически прозрачных алевроглинистых илов покровного комплекса измеряется десятками метров (до 50 м), резко сокращаясь на сводах складок.

Наряду с ядрами нагнетания зачастую образуются расположенные поблизости и субпараллельные им зоны выжимания диамиктона, внутри которых исходная мощность последнего может уменьшаться в 2-3 раза. Вышележащие илы образуют над такими зонами пологие синклинали, внутри которых депрессия поверхности дна компенсируется более молодыми осадками с образованием структур бокового прилегания на флангах складки (см. рис. 8). Подобные взаимоотношения указывают на то, что в период развития структур выжимания и нагнетания материала активного слоя значительная часть покрывающего его комплекса морских илов была уже отложена, а в дальнейшем рост складок замедлился или прекратился. Таким образом, эти складки относятся к еще одной кинематической группе вторичных



**Рис. 9.** Волнистая поверхность морских илов внутри области динамического влияния разлома акустического фундамента на Северо-Кильдинской площади (см. рис. 1)

Цифры в кружках и буква в квадрате: 1 – нижнемеловые породы, 2 – морские илы в нижней части динамически уплотненные, 3 – вторичное разрывное нарушение, Г<sub>2</sub> – маркирующий отражающий горизонт

структур областей динамического влияния разломов фундамента, проявлявших неотектоническую (практически современную) активность.

Складки нагнетания, в которых активным слоем служит диамиктон, обычно, встречаются в районах с небольшими глубинами моря (до 100-150, изредка до 200 м). На быстрее погружавшихся площадях, ныне вследствие этого более глубоководных [Крапивнер, 2006], тектонический крип вдоль вторичных разрывных нарушений сдвиговых зон, вероятно, осуществлялся с большей, чем на относительных мелководьях, скоростью. Последнее могло служить причиной того, что в окрестностях таких разрывов в диамиктоне развивались не складки нагнетания, а малоамплитудные деформации пластического сдвига (сбросо- или взбросо-сдвига). Вышележащие алевроито-глинистые илы не способны участвовать в этой деформации, так как из-за насыщенности иловыми водами являются двухфазными средами. Они реагировали на слабые сдвиговые напряжения в их подошве некоторым динамическим уплотнением, убывавшим вверх по разрезу и сопровождавшимся отжатием иловых вод. В связи с неравномерным распределением напряжений в плане, связанным с особенностями геометрии сдвиговых зон, это уплотнение было неравномерным по латерали. Проседание поверхности дна над наиболее уплотненными в основании массивами илов не компенсируется осадконакоплением из-за его чрезвычайно низкой скорости на глубоководьях [Крапивнер, 2006]. В результате поверхность илов приобретает волнистость, на сейсмоизображениях дисгармоничную по отношению к их ненарушенной подошве, причем плановая ориентировка «волн» может резко изменяться на коротких расстояниях. Донный мезорельеф подобного типа распространен на больших площадях, окружающих относительно глубоководные участки шельфа, и не связан с процессами подводного размыва и неравномерной аккумуляции, так как скорости придонных течений здесь по ре-

зультатам непосредственных измерений чрезвычайно малы.

Интенсивность подобной волнистости дна зависит от мощности илов, величины и продолжительности действия сдвиговых напряжений в их подошве. Наиболее ярко она проявлена в тех случаях, когда илы залегают непосредственно на породах мезозойского или докембрийского субстрата, нарушенного многочисленными вторичными разрывами, как это имеет место на Северо-Кильдинской площади в пределах одноименной сдвиговой зоны (рис. 9, см. рис. 1). Амплитуда колебаний поверхности дна здесь изменяется от первых метров до 10-12 м при ширине волн от 100-200 м до 0.5-1 км и уклонах до 1-2°. Новейшие отложения срезают «голова» нижнемеловых пластов, собранных в крупную антиклинальную складку, по субгоризонтальной границе. По данным бурения двух скважин они имеют мощность 9.5 и 10.3 м, на сейсмоакустических записях изменяющуюся из-за резкой волнистости дна от первых метров до 12-15 м. В их основании залегают динамически уплотненные ленточно-слоистые глинистые илы (5.6-6.5 м), перекрытые песчано-алеврито-глинистыми (диамиктоновыми) илами (3-4.7 м). Первые практически не содержат фораминифер и относятся к распространенным в южной части шельфа эстуарным фациям [Крапивнер, 2006], вторые накапливались в условиях, близких современным. Плотность глинистых илов нижней и, местами, песчано-алеврито-глинистых илов верхней пачек на 20-30% выше обычных для них значений, вследствие чего они потеряли характерную для слабо консолидированных осадков акустическую прозрачность. В обычных условиях, когда илы не залегают непосредственно на нарушенном вторичными разрывами субстрате и (или) имеют более значительную мощность, изменение их состояния не заходит столь далеко и они сохраняют акустическую прозрачность. В этих случаях амплитуды «волн» донного рельефа измеряются метрами, ширина - сотнями метров, наклон поверхности - долями градуса, а

протяженность - первыми километрами. На сейсмоизображениях они фиксируются из-за большого различия вертикального и горизонтального масштабов сейсмосаписи.

#### ПРИЗНАКИ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА И СЕЙСМИЧНОСТИ

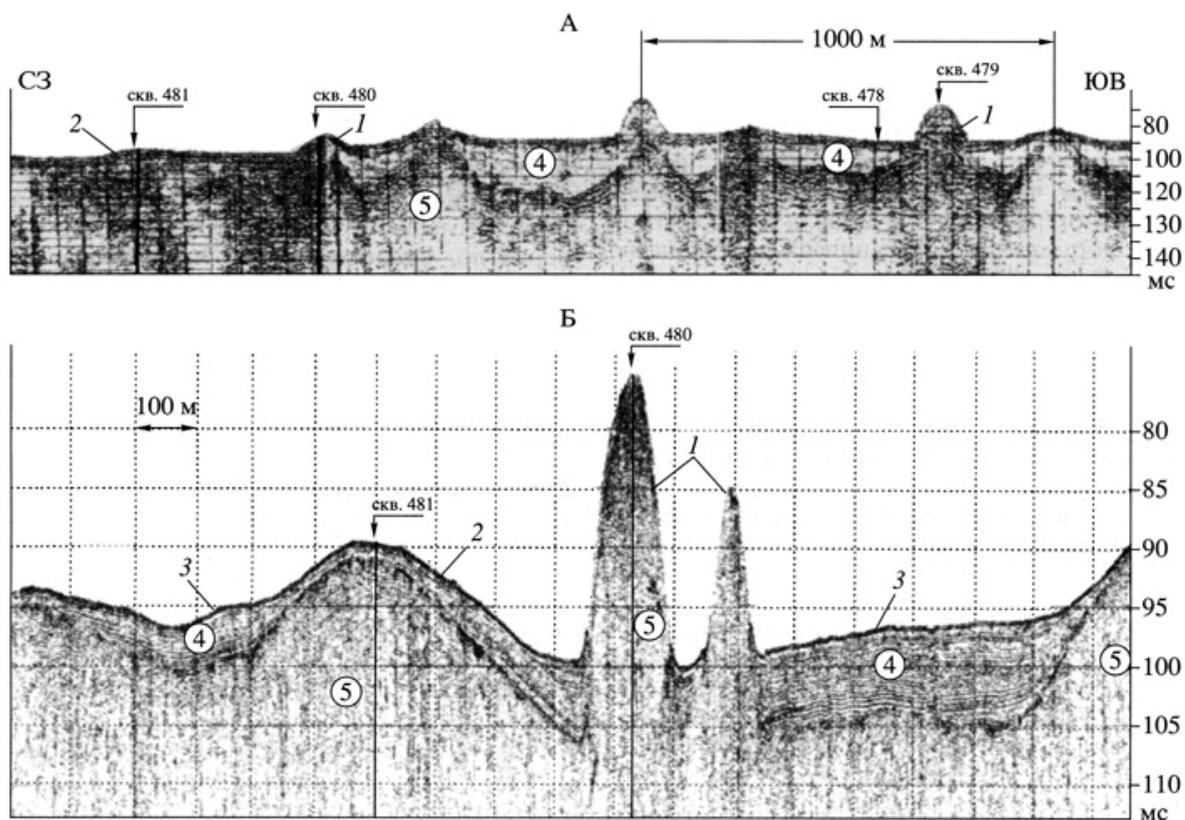
Самый крупный из известных на Баренцевском шельфе приповерхностных тектонических аллохтонов представлен каменноугольными известняками, слагающими узкую (первые километры) протяженную (~70 км) цепочку низменных (высотой несколько метров) островов, наиболее крупным из которых является остров Долгий. Она вытянута в северо-западном направлении (см. рис. 1) и является подводным продолжением поднятия гряды Чернова, ограниченного крупным Вашуткинско-Талотинским надвигом, по которому, силурийско-нижнекаменноугольные карбонаты юго-западного фланга Предпайхойского Коротайхинского прогиба перекрывают пермские и мезозойские терригенные породы прилегающей части Тимано-Печорской плиты. На островном мелководье кровля карбонатной толщи в нормальном залегании расположена на глубине ~2 км [Богачукий и др., 1996], а в состав перекрывающего комплекса наряду с породами перми, триаса и юры входит мощная (более 100 м) толща новейших отложений, вероятно, участвующая в строении поднадвигового крыла Вашуткинско-Талотинского разлома.

К северо-западу от острова Матвеева - последнего из сложенных известняками островов - разлом находится на более ранней стадии неотектонического развития, вследствие чего его сместитель еще не достиг поверхности. Яркие свидетельства весьма напряженного состояния недр в области динамического влияния Вашуткинско-Талотинского разлома на этом его отрезке обнаружены в 70 км северо-западнее острова Матвеева, где глубина моря равна 60-75 м. Здесь обнаружена аномально мощная для Печорского моря многолетняя мерзлота и интенсивное приповерхностное газопроявление, которое в сообщаемой об этих фактах публикации [Bondarev et al., 2002] связывается с биогазными газами новейших отложений. Последние по данным бурения представлены сверху вниз: голоценовыми илами с песками в основании (1.5-4 м), пачкой верхнечетвертичных песков и алевроитов с прослоями глин (28 м), мерзлых с глубины 20-27 м, и пачкой среднечетвертичных (?) глин (20 м). На соседних площадях

под этими глинами местами вскрываются аллювиальные пески, вложенные в мощную (50-100 м) толщу преимущественно глинистых плиоценовых (?) образований.

Параллельно фронту Вашуткинско-Талотинского надвига примерно в 8 километрах северо-восточнее протягивается полоса распространения экзотических холмов, имеющая ширину 6 км и длину (в пределах изученной площади) 18 км (см. рис. 1). Большинство из них с учетом данных локации бокового обзора имеет конусообразную форму, диаметр основания от 40 до 160 м и высоту от 5-6 до 18-22 м. Как правило, эти «сопки» сдвоены и изредка даже строены, сливаясь своими основаниями [Bondarev et al., 2002]. Скважины 479 и 480 глубиной 20 и 100 м, пробуренные на их вершинах, вскрыли практически с поверхности до забоя брекчию, прорывающую слои четвертичных отложений (см. рис.10). Она представляет собой смесь остроугольных и округлых обломков чистого пресного льда и тонкодисперсной глины размером от миллиметров до первых сантиметров с многочисленными также раздробленными шлирами льда [Длугач и др., 1996]. Содержание видимого льда уменьшается от 60-70% вблизи поверхности до 5-7% на глубине 100 м. С глубины 50-60 м отмечены признаки дегазации извлекаемого керна.

Наряду с «сопками» встречается и гораздо менее выраженные в рельефе дна поднятия, имеющие незначительную (до 6-8 м) высоту, выпуклую вершину и различную в разных сечениях ширину, изменяющуюся от 200 до 1300 м. Они, вероятно, представляют собой выраженные по четвертичным отложениям пологие антиклинальные складки области динамического влияния Талотинского надвига, формирующиеся в его висячем крыле. На своде одной из них была пробурена скважина 481 (см. рис. 10Б), вскрывшая нормальную стратиграфическую последовательность слоев, с глубины 20 м находящуюся в мерзлом состоянии. На глубине 49.5 м сразу под среднечетвертичными (?) глинами произошел катастрофический выброс газа, чуть не приведший к аварии бурового судна, причем на эхограммах морского дна газовый фонтан фиксировался еще через 10 дней после выброса [Bondarev et al., 2002]. Общая загазованность разреза в области распространения экзотических холмов фиксируется и сейсмоакустическим профилированием: насыщенные свободным газом отложения акустически непроницаемы.



**Рис. 10.** Временные разрезы сейсмоакустического профилирования в районе распространения грязевых вулканов, по [21], в интерпретации автора: А – фрагмент регионального сейсмоакустического разреза; Б – детализация в районе скважин 480 и 481 с помощью высокочастотного профилографа

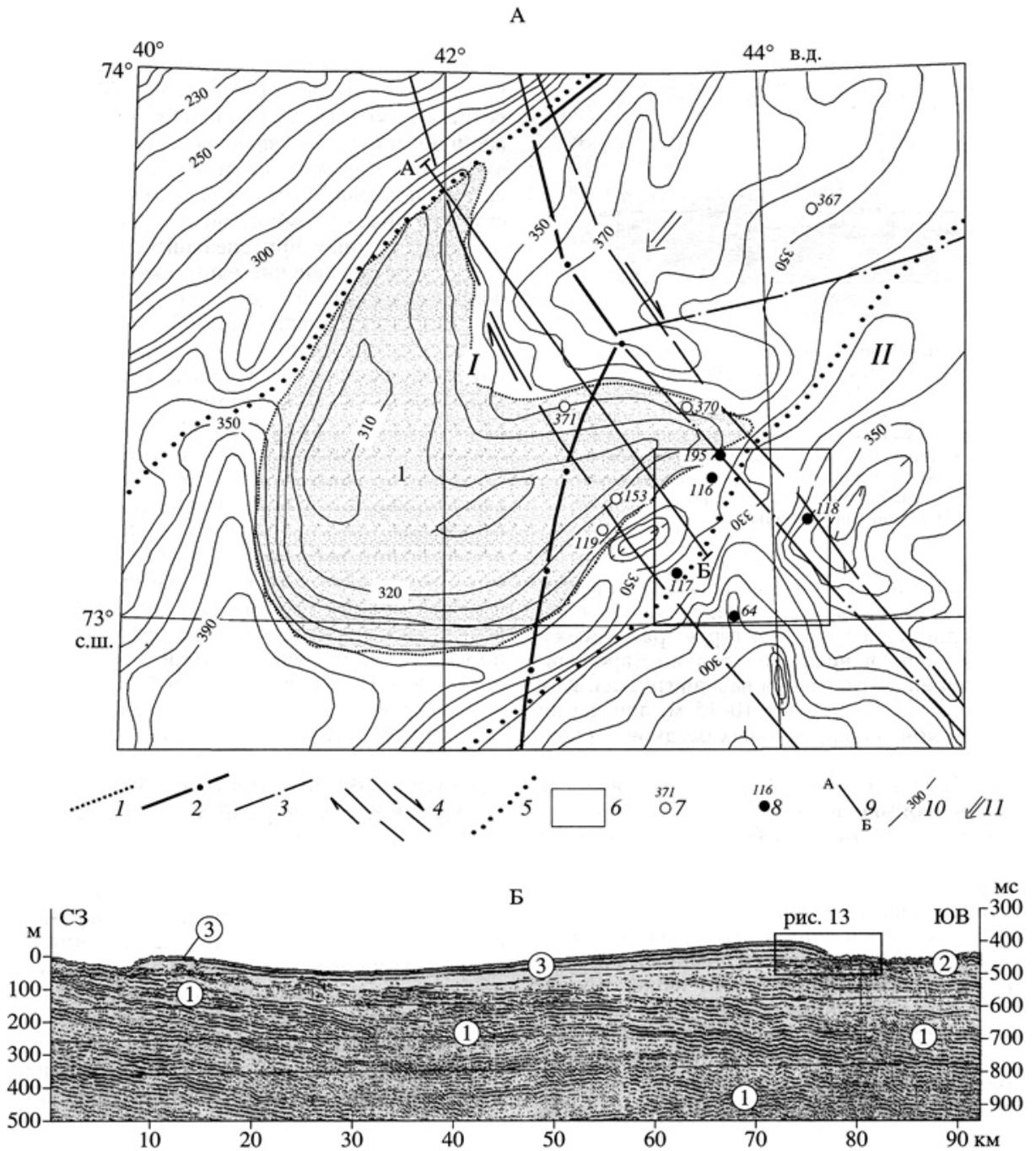
Цифры на рис.: 1 – грязевые вулканы, 2 – свод выраженной в рельефе антиклинальной складки в висячем крыле Вашуткинско-Талотинского надвига, 3 – слабо консолидированные морские илы, 4 – верхнечетвертичные пески, 5 – акустически непроницаемые газонасыщенные отложения

Вполне очевидно, что глинисто-ледяная брекчия, вскрытая скважинами 479 и 480, является жерловой фацией выраженных в рельефе дна грязевых вулканов. Это согласуется и с геодинамическими условиями района их распространения: известно, что грязевой вулканизм развивается в обстановке латерального сжатия и часто ассоциирует с надвигами [Konn, 1985; Milkov, 2005]. Материалы непрерывного сейсмоакустического профилирования позволяют предполагать, что грязевые сопки занимают характерную для них, по [Konn, 1985], структурную позицию в периклинальных частях приразломных складок. В своде одной из них и пробурена скважина 481, вскрывшая под мерзлыми глинами вторичную газовую залежь с аномально высоким пластовым давлением. Ее образование связано с поступлением газа с глубины по системе вторичных разрывов области динамического влияния Вашуткинско-Талотинского разлома. Пройденные этой скважиной глины и перекрывающие их пески насыщены газом за счет диффузии из подстилающей вторичной залежи, тогда как пески такой же мощности (28 м), вскрытые скважиной 478 у подножья одной из «сопок» (на периклинали приразломной складки), свободного газа

не содержат (см. рис. 10). Расширение и, в связи с этим, понижение температуры газа, выделявшегося при извержении флюидизированной глинистой массы, в условиях Арктики привело в приповерхностной зоне к быстрому замерзанию продуктов грязевулканической деятельности и закупорке жерла вулкана. Однако в связи с тем, что давлением питающем слое оставалось высоким, рядом возникал новый грязевый вулкан меньших размеров. Изредка процесс завершался лишь при формировании третьего вулкана.

К сожалению, глины грязевулканической сопочной брекчии не изучались палеонтологически, поэтому глубина, с которой они были вынесены, не известна. По-видимому, они не моложе юры, а, возможно, и древнее. Возраст вулканов, несомненно, позднеголоценовый: они формировались под водой, ниже уровня штормового воздействия на дно, что сохранило их от разрушения, современные морские илы на вершинах и склонах грязевых «сопок» отсутствуют или имеют ничтожную (0.1 м) мощность, тогда как у их подножий она достигает 3 м и более (см. рис. 10А, скважина 478).

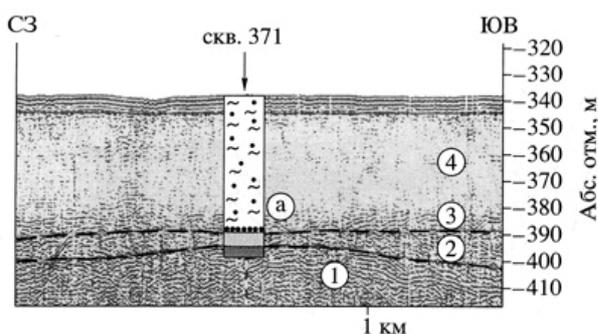
Неотектоническая активность Баренцевско-го шельфа и в том числе его внутренних



**Рис. 11.** Предположительно сейсмогенная аккумулятивная возвышенность в Центральном желобе  
 А – план, составленный по батиметрической карте восточной части Баренцевого шельфа (Трест Арктикморнефтегазразведка, авт. В.В. Назимов, ред. Г.Г. Матишов)  
 I – границы предположительно сейсмогенной возвышенности; 2 – границы плит по [1]; 3 – прочие разломы; 4 – границы Штокмановской сдвиговой зоны; 5 – границы Центрального желоба; 6 – границы Штокмановской площади; 7 – скважина, вскрывшая предполагаемые сейсмогенные гравититы; 8 – скважина, вскрывшая тектонический аллохтон меловых пород в новейших отложениях; 9 – линия сейсмоакустического разреза; 10 – изобаты дна; 11 – направление течения пластично-вязкого потока предполагаемых сейсмогенных гравититов. Римскими цифрами обозначены: I – Свальбардская плита, II – Восточно-Баренцевский трог; арабскими: 1 – предположительно сейсмогенная аккумулятивная возвышенность  
 Б – сейсмоакустический разрез по линии АБ. Цифры в кружках: 1 – меловые породы, 2 – консолидированные новейшие отложения, 3 – предполагаемые сейсмогенные гравититы наложенной возвышенности

районов находится в противоречии с их современной асейсмичностью. Однако это противоречие, скорее всего, связано с недостаточной густотой сети наблюдений, которая обеспечивает обнаружением лишь землетрясений с магнитудой (M) более 3.9. Между тем, опыт разви-

тия сейсмических станций на севере Канады и Аляски показал, что на одно зарегистрированное землетрясение с M-6 приходится ~1000 землетрясений с M-2 и M-3 [Киселев, 1972]. Возможно, сильные землетрясения во внутренних районах шельфа также происходят, но



**Рис. 12.** Сейсмо-геологический разрез проксимальной части предполагаемой сейсмогенной возвышенности (см. рис. 11)

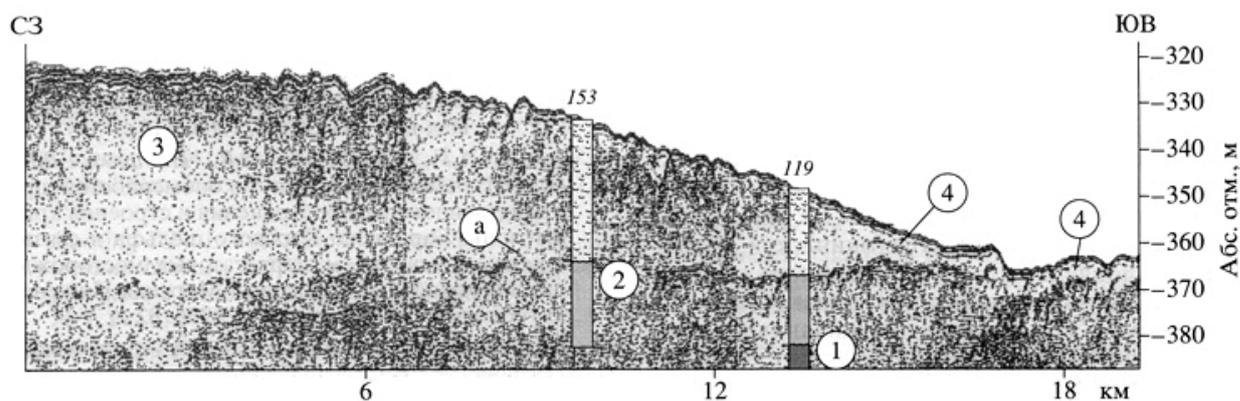
Цифры в кружках: 1 – меловые породы, 2 – консолидированные новейшие отложения, 3 – Диамиктоновые илы, потерявшие акустическую прозрачность из-за гравитационного уплотнения, с галечником в основании (а), 4 – слабо консолидированные акустически прозрачные диамиктоновые илы

промежутки времени между ними существенно превышают период наблюдений (последние 90-100 лет).

Предполагаемым признаком одного или нескольких таких сейсмических событий служит аккумулятивная возвышенность, занимающая наиболее прогнутую (в продольном сечении) часть дна Центрального желоба на всю его ширину (70 км). В плане она напоминает гигантский знак течения, обращенный выпуклостью на юго-запад (рис. 11А). Осевое продольное сечение возвышенности асимметрично с протяженным (~60 км) северо-восточным и коротким (~10 км) юго-западными склонами. Поскольку неотектонический Центральный желоб наложен на восточную окраину крупных положительных структур Свальбардской плиты (см. рис. 1, 11А), мощность новейших отложений в его пределах, как и на остальной площади этих структур, выраженных в донном рельефе в виде Центрально-Баренцевской возвышенности, весьма незначительна. Как правило, она не превышает 10-15 м, причем на долю слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса приходится лишь несколько метров. Между тем, мощность отложений, формирующих аккумулятивную возвышенность, во много раз больше и вблизи ее наиболее выпуклой в плане части достигает 70-80 м. Они представлены однородной толщей диамиктонового ила, состоящего из песчано-алеврито-глинистых частиц с примесью грубо-обломочного материала и содержащего обычный для этих илов комплекс фораминифер. По зерновому составу ил идентичен диамиктону, но отличается от него низкой степенью консолидации, плавно нарастающей вниз по разрезу. По этой причине характерная для слабо консолидированных осадков акустическая прозрачность сейсмоизображения [Кративнер, 2006]

лишь на глубине ~48 м, где, как и выше по разрезу, какие-либо литологические границы отсутствуют, сменяется обычной для диамиктона беспорядочной сейсмозаписью (рис. 12). Сложенное этими осадками аккумулятивное тело по границе несогласия налегает на меловые слои и лишь своей юго-восточной окраиной – на консолидированные новейшие отложения (см. рис. 11 Б).

Резко избыточное накопление осадков и форма образованного ими аккумулятивного тела, указывающая на придонное движение слагающего его преимущественно песчано-алеврито-глинистого материала с северо-востока на юго-запад, не находят объяснения в каких-либо особенностях гидрологического режима Баренцева моря на рассматриваемом участке. Наиболее вероятным представляется предположение, в соответствии с которым осадки, формирующие наложенную аккумулятивную возвышенность, являются отложениями пастообразных пластично-вязких подводных потоков, способных переносить крупные обломки. Они возникают на нестабильных склонах при внезапном нарушении их равновесия под влиянием динамических нагрузок, чаще всего связанных с сейсмическими событиями. Состав материала таких обломочных потоков определяется составом осадочного покрова питающей провинции. В рассматриваемом случае в движение вовлекались диамиктоновые илы, широко распространенные на возвышенных поверхностях, окружающих Центральный желоб. Слабые структурные связи между пелитовыми частицами, характерные для начальной стадии консолидации глинистых осадков, могли разрушаться при их встряхивании, вызванном сейсмическими толчками, в результате чего слой диамиктонового ила даже на пологих склонах терял устойчивость и вовлекался в гравитационное течение. Пластично-вязкие обломочные потоки, стекавшие вниз по склонам Центрального желоба, достигнув его, объединялись в единый поток, двигавшийся на юго-запад в соответствии с уклоном дна желоба. Наблюдавшееся расстояние переноса материала таким способом достигает 350 км, тогда как скорость потоков по разным оценкам составляет от 10-20 до 100 см/с, вследствие чего они могут оказывать некоторое эрозионное воздействие на свое ложе [Хворова, 1989]. Возможно, этим объясняется нерегулярная мелкая волнистость отражающей границы, фиксирующей подошву наложенного аккумулятивного тела (см. рис. 13). При замедлении движения потока часть самых крупных обломков оседает, образуя базальный слой щебенки или галечника, а остальная часть из-за восстановления



**Рис. 13.** Сейсмо-геологический разрез юго-восточного фланга предполагаемой сейсмогенной аккумулятивной возвышенности (см. рис. 11Б)

Цифры и буква в кружках: 1 – меловые породы, 2 – диамиктон, 3 – предполагаемые сейсмогенные гравититы наложенной аккумулятивной возвышенности, 4 – глинистые илы, а – волнистая поверхность субстрата предполагаемых гравититов

структурных связей между глинистыми частицами останавливается в виде сплошной массы. С подобным развитием событий согласуется разрез скважины 371 (см. рис. 12). В основании толщ предполагаемых гравититов вскрыт маломощный (0.5 м) горизонт с очень высоким (70% и больше) содержанием грубообломочного материала в глинистой матрице, над ним осадки обогащены мелкими обломками меловых пород, встречаются глыбы черных альбеноманских глин размером (в керне) до 2.2 м, вероятно, сорванные обломочным потоком с его эродируемого ложа. Поскольку торможение гравитационного потока было обусловлено уменьшением уклона тальвега Центрального желоба и сменой его направления на противоположное, «хвост» потока еще продолжал двигаться, когда его головная часть уже остановилась. Это и послужило причиной возникновения своеобразной формы донного рельефа в наиболее прогнутой части Центрального желоба (см. рис. 11 А).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неотектоническая активность шельфа Баренцева моря проявилась прежде всего в колебательных движениях большой (сотни метров) амплитуды, запечатленных в геологическом разрезе новейших отложений шельфа и обрамляющих его низменных аккумулятивных равнин суши [Генералов и др., 1970; Крапивнер, 2006]. Эти движения сопровождались смещениями по разломам глубоко погруженного фундамента и образованием областей их динамического влияния в осадочном чехле. Внутри них развивались разнообразные вторичные дислокации, нередко захватывающие и новейшие отложения, (см. рис. 1-4).

Распределение мощностей этих отложений на Баренцевском шельфе в целом соответствует

тектонической структуре их субстрата. Вместе с тем, наиболее молодые элементы донного рельефа (продольные и поперечные желоба, пояс мелководных банок), сформировавшиеся в процессе позднеплейстоцен-голоценового цикла общих поднятий и сменивших их опусканий, местами отчетливо наложены на мезозойские структуры, унаследованные на предыдущем этапе неотектонической активизации (см. рис. 1, 11А). Последнее указывает на самостоятельность самой молодой ее фазы, начавшейся, вероятно, 22-25 тыс. лет назад.

Существенная пространственная неоднородность скоростей тектонических движений этого времени, обоснованная радиоуглеродными датировками [Крапивнер, 2006], сопровождалась новой активизацией разломов фундамента и связанных с ними вторичных структур, кинематический тип которых зависит от характера напряженного состояния, величины и способа разрядки локальных тектонических напряжений, а также свойств деформируемой среды. Это, прежде всего, смещения слоев (в том числе новейших отложений вплоть до самых молодых) по разрывным нарушениям сдвигового типа. Их вертикальная амплитуда невелика, определить горизонтальную не представляется возможным. Если смещения происходят в условиях транспрессии, разрывы выполняются по восстанию сместителя с образованием аллохтонных блоков мезозойских или палеозойских пород и зачастую - крупных грядовых форм донного рельефа.

При медленном тектоническом крипе пород субстрата новейших отложений вдоль вторичных разрывов сдвигового типа в перекрывающем их диамиктоне возникают синклиналильные зоны выжимания и антиклиналильные складки нагнетания, также выраженные на поверхности дна в виде гряд. На более глубоководных пло-

щадях, где тектонические движения осуществляются с большей скоростью, такие складки развиваться не могут, вместо них из-за неравномерного уплотнения перекрывающих диамиктон илов происходит коробление поверхности морского дна. К признакам более высокой неотектонической активности относятся группа небольших грязевых вулканов в Печорском море и крупная предположительно сейсмогенная возвышенность в Центральном желобе.

Полученные результаты можно использовать и для качественной оценки современной геодинамической обстановки, хотя это и не является целью статьи. Так, проявления грязевого вулканизма в окрестностях Вашуткинско-Талотинского надвига, несомненно, обусловлены сжатием, ориентированным по нормали к простиранию Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса, испытывающего неотектоническую активизацию. Во внутренних районах российского сектора шельфа распределение разломов с право- и левосторонним сдвиговым смещением (см. рис. 1) указывает на то, что их неотектоническая активность обусловлена силами латерального сжатия, действовавшими в направлении, близком к меридиональному. Это кажется неожиданным, если связывать внутриплитные напряжения с тектоническими процессами, происходящими на их гра-

ницах. Так, поскольку Баренцевоморская континентальная окраина находится под воздействием двух взаимно перпендикулярных спрединговых центров - хребтов Книповича и Гаккеля [Шутилов, 2006], во внутренних районах шельфа следовало бы ожидать диагональной (северо-запад - юго-восток) ориентировки траекторий наибольших сжимающих напряжений. Вместе с тем, известно, что субмеридиональный хребет Книповича характеризуется косым (северо-запад - юго-восток) спредингом [Тальвани и Эльдхольм, 1978; Шутилов, 2005]. Если в соответствии с [Верба, 1998] допустить, что спрединг в гораздо хуже изученном широтном хребте Гаккеля также ориентирован косо по отношению к его оси, но уже в направлении северо-восток - юго-запад, ожидаемый суммарный эффект воздействия двух спрединговых центров на Баренцевскую континентальную окраину выразится не в диагональной, а в субмеридиональной ориентировке наибольших сжимающих усилий на шельфе. Несомненно, проблема требует более детального исследования, автор же попытался показать, что анализ вторичных структурных парагенезисов областей динамического влияния разломов фундамента может играть роль обратной связи для выдвигаемых геотектонических концепций.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богацкий В.И., Костюченко С.Л., Сенин Б.В., Соболев С.Ф., Шутилов Э.В.* / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000. М.: Ин-т литосферы РАН, 1996.
2. *Васильева Е.А., Понина В.А., Клецицина Л.Н. и др.* Детализационные сейсморазведочные работы МОВ ОГТ в центральной части Баренцева моря. Мурманск.: СМНГГР, 1986. 127 с.
3. *Верба М.Л.* История спрединга в Северном Ледовитом океане // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Спб.: ВНИИОкеангеология, 1998. В. 2. С. 29-45.
4. *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.: Гидрометеоздат, 1970. С. 374-387.
5. *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М.: Издание АН СССР, 1963. 544 с.
6. *Длугач А.Г., Антоненко С.В., Потапкин Ю.В. и др.* Изучение основных закономерностей пространственного распространения и строения криолитозоны Баренцево-Карского шельфа в связи с поиском и освоением нефтегазовых месторождений. Мурманск.: Арктическая Морская Инженерно-геологическая экспедиция, 1996. 82 с.
7. *Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1972. 224 с.
8. *Копп М.Л.* Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды юго-восточного Кавказа) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 62-74.
9. *Крапивнер Р.Б.* Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
10. *Крапивнер Р.Б.* О проявлениях сдвиговой тектоники на Баренцевском шельфе // Результаты, методика и технология морских геолого-геофизических исследований континентальных окраин. Рига: ВНИИМоргео, 1988. С. 37-44.
11. *Крапивнер Р.Б.* Новая концептуальная модель складчатости нагнетания // Геотектоника. 1992. № 4. С. 27-38.

12. Крапивнер Р.Б. [Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15-16 тысяч лет](#) // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39-51.
13. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: ИФЗ РАН, 1987. С. 41-57.
14. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
15. Тальвани М., Эдхольм О. Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне // Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 49-65.
16. Хворова И.В. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 37-58.
17. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск.: Наука, 1983. 112 с.
18. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375-379.
19. Шипилов Э.В. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозойе // Докл. АН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378-383.
20. Barlett W.L., Freedman M., Logan J.M. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure // Tectonophysics. 1981. P. 255-277.
21. Bondarev V.N., Rokos S.I., Kostin D.A. et al. Underpermafrost accumulation of gas in the upper part of the sedimentary cover of the Pechora Sea // Russian Geology and Geophysics. 2002. Vol. 43. № 7. P. 587-598.
22. Chinnery M.A. Secondary faulting. 1. Theoretical aspects // Canadian Journal of Earth Sciences. 1966. Vol. 3. № 2. P. 163-174.
23. Chinnery M.A. Secondary faulting. 2. Geological aspects // Canadian Journal of Earth Sciences 1966. Vol. 3. № 2. P. 175-190.
24. Harding T.P., Lowell J.D. Structural styles, their plate tectonic habitat and hydrocarbon traps in petroleum provinces // Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. № 7. P. 1016-1058.
25. Gamond J.F. Displacement features, associated with fault zone: a comparison between observed examples and experimental models // Journ. Struct. Geol. 1983. Vol. 5. №1. P. 33-45.
26. Milkov A.V. Global distribution of mud volcanoes and their significance in petroleum exploration as sources of methane in the atmosphere and hydrosphere as geohazard // Mud volcanoes, geodynamics and seismicity. Nato Science Serie. IV. Earth and Environmental Sciences. Vol. 51. Amsterdam, 2005. P. 29-34.
27. Naylor M.A., Mandle G., Sijpestein C.H.E. Fault geometries basement induced wrench faulting under different initial stress state // Journal of Struct. Geol. 1986. Vol. 8. № 7. P. 737-752.
28. Sandford A.R. Analytical and experimental study of simple geologic structures // Geol. Soc. Amer. Bull. 1959. Vol. 70. P. 19-52.
29. Sylvester F.G., Smith R.R. Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1976. Vol. 60. № 12. P. 2081-2102.
30. Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitude // Bull. Geol. Soc. Am. 1970. Vol. 81. № 6. P. 1625-1640.
31. Tchalenko J.S., Ambrassey N.N. Structural analyses of the Sashte Bayaz (Iran) earthquake fractures // Bull. Geol. Soc. Am. 1970 Vol. 81. № 1. P. 41-60.
32. Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. Basic wrench tectonics // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1973. Vol. 57. № 1. P. 74-96.

**Ссылка на статью:**



**Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа.**  
Геотектоника, 2007, № 2, с.73-89.

## **Indications of Neotectonic Activity at the Barents Sea Shelf**

**R.B. Krapivner**

*ZAO GIDEK, Pyatnadtsataya Parkovaya ul. 10a, Moscow, 105203 Russia, e-mail: krapivner@hydec.ru*

**Abstract** - Geologic-geomorphic and structural indications of neotectonic, virtually present-day, activity at the Barents Sea shelf are considered. Wide belts of the secondary ruptures - linear zones of dynamic effects of faults with a strike-slip component in the acoustic basement - are mapped in the areas studied in detail. Some of these ruptures displace recent sediments. As a result, allochthonous blocks of Mesozoic or Paleozoic rocks occasionally barren of recent marine sediments arise under transpressional conditions. Other signs of the present-day secondary faulting include shallow-seated injection folds and a peculiar wavy topography of mud in deep areas of the bottom. The relationship of exotic submarine mounds and gas emissions in the eastern Pechora Sea with recent mud volcanoes controlled by the neotectonic activity of the Pai-Khoi - Novaya Zemlya Foldbelt under conditions of lateral compression is substantiated for the first time. A superimposed aggradational height is revealed in the most subsided portion of the Central Trench; the origin of this height is referred to the effect of seismic vibration of the seafloor that brings about partial fluidization of surficial marine mud and its ductile-viscous flow and local accumulation in a particularly favorable area of the bottom. The indications of neotectonic activity may be used as a tool for testing the tectonic concepts that are put forward.