

УДК 551.46

ОПАСНОСТЬ ПОДВОДНОГО ОПОЛЗНЯ ЗАПАДНЕЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

© 2018 г. А. О. Мазарович*, Е. А. Мороз, Ю. А. Зарайская

Геологический институт РАН

119017 Москва, Пыжевский переулок, 7

*e-mail: amazarovich@yandex.ru

Поступила в редакцию 02.11.2017 г.

В статье дано описание рельефа, системы открытых трещин, оползневых процессов западнее архипелага Шпицберген в районе хребта Вестнесса по данным экспедиций НИС “Академик Николай Страхов”. Приводятся данные о сейсмичности, газовых факелах, газоподводящих каналах и газовых воронках по опубликованным источникам. На основании анализа всей информации делается вывод о том, что западнее архипелага Шпицберген сложились условия для начала движения крупного подводного оползня.

DOI: 10.7868/S0024497X18040018

Подводные оползневые тела установлены во многих районах Мирового океана: на пассивных континентальных окраинах Северной Америки [McAdoo et al., 2000, Twichell et al., 2009], Африки [Krstel et al., 2006] и Европы [Owen, 2013]. Помимо этого, они выявлены также на склонах глубоководных желобов [Fryer et al., 2004], островных постройках [Masson et al., 2002] и иных подводных поднятиях.

На пассивной континентальной окраине Норвегии, включая архипелаг Шпицберген, выявлено 35 оползневых тел. Их площадь составляет от 2 до 120 тыс. км², амплитуда перемещения — от первых километров до 500, объемы оползневых масс — от 1 до 25.5 км³ [Freire et al., 2014; Hjelstuen et al., 2007]. Возраст движения оползней оценен от 400 тыс. до 2.5 млн лет [Hjelstuen et al., 2007]. Доказано, что, как минимум, два — Сторега и Хинлопен вызвали крупные цунами [Bryn et al., 2005; Vanneste et al., 2010].

Очевидно, что подводно-оползневые процессы представляют потенциальную и (или) реальную геологическую опасность в районах с резкими перепадами рельефа дна. Их выявление и прогноз времени и места схода, а также моделирование последствий представляются актуальной задачей в связи с опасностью возникновения цунами.

В ходе экспедиционных исследований Геологического института РАН на НИС “Академик Николай Страхов” в 2006–2010 гг. на севере Гренландского моря и в проливе Фрама (рис. 1) был выявлен район, в котором, с точки зрения авторов,

сложились все условия для начала движения крупного подводного оползня.

В статье используются названия только тех форм подводного рельефа, которые утверждены ИОС-ИНО/GEBCO SCUFN [ИНО-ИОС..., 2014].

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА РАБОТ

Во время работ НИС “Академик Николай Страхов” на его борту был установлен многолучевой глубоководный эхолотный комплекс Reason Seabat 7150 с излучением акустического сигнала диапозона 12 кГц в широком секторе (150°) перпендикулярно направлению движения судна. Эффективная ширина охвата полосы дна более 8 км на глубинах более 2000 м. Акустическая мощность сигнала 236 дБ. Приемная и передающая антенны гидролокатора из 6 передающих и приемных модулей, обеспечивающие ширину луча 1.5° расположены Т-образно в гондоле, приваренной к корпусу судна. В ней также расположен непараметрический профилограф EdgeTech 3300, предназначенный для картирования строения верхней части (50–100 м) осадочного чехла с разрешением от 1 до 0.1 м. Для обеспечения максимальной глубины проникновения сигнала в 27-ом рейсе на НИС “Академик Николай Страхов” был выбран вариант работы с частотно-модулированным сигналом от 2 до 6 кГц и длительностью 40 миллисекунд. Такие параметры обеспечивали глубину проникновения в неконсолидированные осадки на 50–70 м. Для изучения строения верхней части осадочного чехла на глубину более 100 м использовался электроискровой

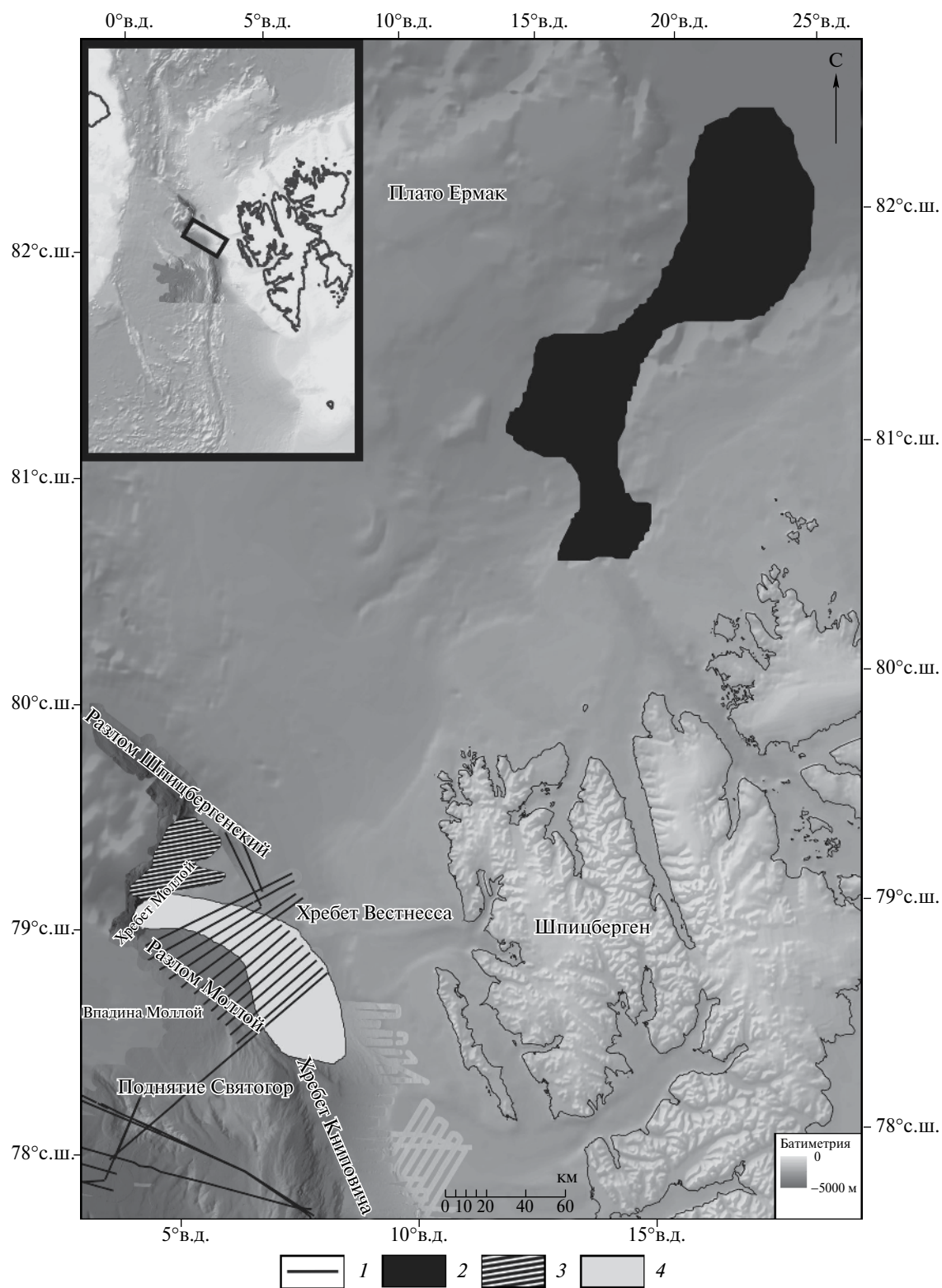


Рис. 1. Рельеф (топооснова – [Jakobsson et al., 2012]) и положение подводных оползней в районе архипелага Шпицберген.

1 – линии галсов НИС “Академик Николай Страхов”; 2–4 – оползни: 2 – Хинлопен, 3 – Моллой, 4 – предполагаемый. На врезке – положение района исследований.

источник СОНИК-4МЗ типа “СПАРКЕР”. Основная частота работы прибора 200 Гц при глубине дна порядка 2000 м. Регистрация сигналов производилась 6-ти канальной сейсмической станцией СОНИК-4М-6.

При проведении работ в 2010 г. были заложены галсы северо-восточного простирания (см. рис. 1) вкрест разлома Моллой (Molloy Fracture). Ранее, в 2006 г., съемкой были охвачены южные отроги хребта Вестнесса (Vestnesa Ridge), север хребта Книповича (Knipovich Ridge) и восточная часть разлома Моллой. Подстройка полос съемки гидроакустическим комплексом для оптимальных перекрытий между полосами съемки осуществлялось операторами с учетом глубин.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ЗАПАДНЕЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Район исследований расположен в северной части Гренландского моря и в проливе Фрама (см. рис. 1). Здесь происходит переход структур хребта Книповича, через разлом Моллой, впадину Моллой (Molloy Hole), Шпицбергенский разлом и трог Лена, к хребту Гаккеля в Северном Ледовитом океане с ультрамедленной скоростью спрединга.

Хребет Книповича протягивается (примерно по $7^{\circ}30'$ в.д.) более чем на 500 км в субмеридиональном направлении от хребта Мона до трансформного разлома Моллой. Рельеф, структура и его глубинное строение описывались во многих литературных источниках [Аветисов, Верба, 1999; Гусев, Шкарубо, 2001; Добролюбова, 2009; Пейве и др., 2009; Пейве, Чамов, 2008; Сушевская и др., 2000; Чамов и др., 2010; Шкарубо, 1999; Соколов, 2011; Соколов и др., 2014; Зайончек и др., 2010а, 2010б; Crane et al., 2001; Kokhan et al., 2010 и др.]. Скорость спрединга на хребте Книповича составляет 1.5 см/год, что соответствует спредингу с ультрамедленной скоростью. Восточный склон хребта Книповича погребен под мощной толщей осадочного материала, поступающего с архипелага Шпицберген.

В районе $78^{\circ}30'$ с.ш. рифтовая долина хребта Книповича соединяется с разломом Моллой (см. рис. 1). Эта область сочленения рифт-трансформ (ridge-transform intersection) существенно отличается от аналогичных районов в Атлантическом океане. Нодальная впадина, как аномально-погруженная часть морского дна, отсутствует. В западной части зоны сочленения рифт-трансформ расположено поднятие Святогор (см. рис. 1) (60×38 км) с минимальной глубиной 1498 м. На севере рифтовой долины хребта Книповича расположены впадины с глубинами до 3400 м, которые разделены вулканическими поднятиями северо-восточного простирания с глубинами вершин

от 2800 до 3000 м. Относительные перепады глубин достигают 1 км. Западнее наиболее северной впадины рифтовой долины хребта Книповича расположен Гренландско-Шпицбергенский порог (Greenland-Spitzbergen Sill), шириной порядка 70 км, ограниченный с севера разломом Моллой, а с юга хребтом Ховгорд (Hovgaard ridge).

Разлом Моллой протягивается с ЮВ на СЗ по азимуту 123° – 125° (см. рис. 1). Он смещает оси срединно-океанических хребтов более чем на 120 км и выражен в рельефе дна желобом с ассиметричным поперечным профилем и максимальной глубиной в осевой части 2950 м. На юго-западном фланге, расположен уступ с крутизной до 15° (рис. 2) и с перепадом глубин до 500 м. Ширина разлома (около северного окончания рифтовой зоны хребта Книповича) достигает 12 км, а в центральной и северо-западной частях она изменяется от 3.5 до 4.5 км. Северо-восточный борт желоба не имеет четкой границы и совпадает с пологим склоном хребта Вестнесса, который протягивается на 115 км от севера хребта Книповича до востока впадины Моллой (см. рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

Возникновение подводного оползня происходит при сочетании ряда факторов – крутизна и нестабильное состояние склонов, сейсмичность и др. Рассмотрим признаки предпосылок для движения оползневых масс западнее Шпицбергена.

Наибольшие глубины пролива Фрама обнаружены во впадине Моллой (см. рис. 1), расположенной в 160 км от бровки шельфа архипелага Шпицберген, глубина которой составляет порядка 200 м. Они превышают 5600 м (5607 м – [Thiede et al., 1990]; 5669 м – [<http://en.geomapedia.org/information/molloy-deep.html>]). Впадина имеет изометричную форму и корытообразный профиль. В верхней части, на глубинах порядка 2700 м, ее диаметр составляет 35 км. С юга, востока и севера впадина ограничена прямыми крутыми склонами, крутизна которых может достигать 35° . На ее западе склон более пологий и ступенчатый.

Хребет Вестнесса (см. рис. 1) представляет собой аккумулятивный хребет (дрифт), вершинная поверхность которого расположена на глубинах от 1200 м до 2100 м. Его ширина составляет от 15 до 30 км. Хребет Вестнесса формировался [Petersen et al., 2010] контурными течениями северного направления в позднем миоцене и плиоцене. Отложения представлены алевроитистыми турбидитами и глинисто-алевритовыми контуритами средневекового и голоценового возрастов. Их мощность достигает 2000 м.

В результате работ 27-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” на юго-западном склоне хребта Вестнесса закартирована зона узких,

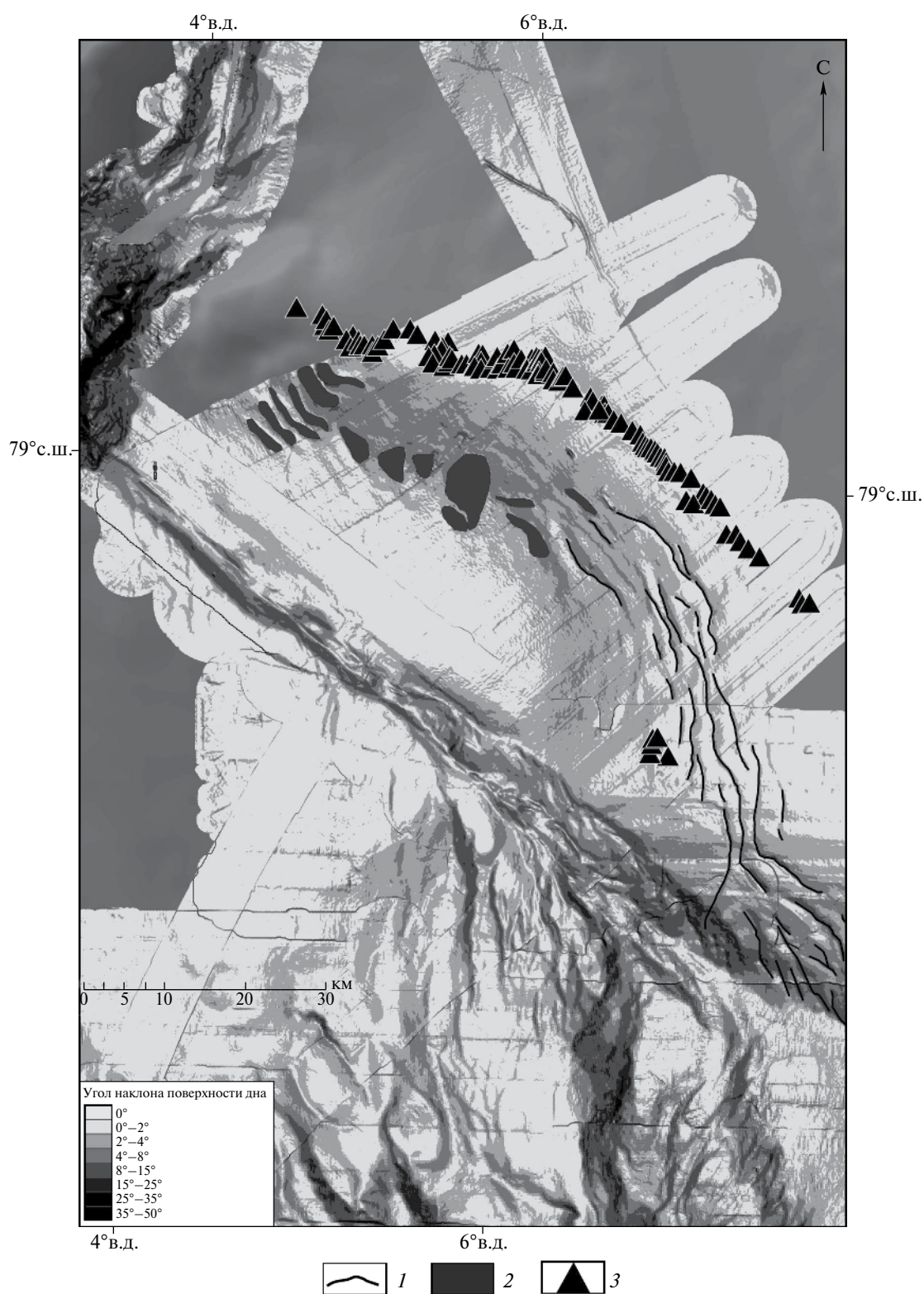


Рис. 2. Карта углов наклона поверхности дна [Мороз, 2017].

1 – трещины отседания, 2 – оползневые тела, 3 – газовые факелы и воронки (топооснова – по данным 27-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” и [Jakobsson et al., 2012]).

эшелонированных депрессий дна, имеющей в плане серповидную форму. Крутизна склона хребта Вестнеса в области их распространения не превышает 4° . Они представляют собой систему трещин отседания в верхней и средней частях склона на глубинах от 1100 до 2000 м. Их ориентировка находится в пределах азимутов $335\text{--}345^\circ$. Максимальная протяженность трещин достигает 30–35 км при ширине 700–800 м, средняя – 20–25 км, наименьшая – 5–7 км. Их глубина изменяется от 15–20 м до 40–50 м. На акустических разрезах под большинством трещин (рис. 3) фиксируются сбросовые нарушения с амплитудой до 300–400 м вниз по разрезу. Их генезис объясняется продвижением хребта Книповича на север [Crane et al., 2001].

На западе южного склона хребта Вестнеса расположены оползневые тела и цирки (см. рис. 2). Площадь оползневых блоков изменяется от 8.5–10 до 23 км². Суммарно, оползневые явления наблюдаются на территории более чем в 500 км². Восточнее хребта Вестнеса, до бровки шельфа, установлены признаки медленного оползания склона (крип).

На северном склоне хребта Вестнеса был картирован подводный канал, который прослеживается с глубины 1600 м и прорезает континентальный склон, подворачивая в северо-западном направлении. Глубина русла составляет около 60 м. Ширина канала – 450–500 м.

Западнее архипелага Шпицберген, в пределах трансформных разломов Моллой и одноименной впадины, а также на хребте Книповича зарегистрированы многочисленные сейсмические события (рис. 4) [Аветисов, 1996; Зарайская, 2016]. В зоне разлома Моллой с 1978 по 2012 гг. было зарегистрировано 32 события. Они имели магнитуды 3.3–5.7 с пиком в районе магнитуды $M_b = 4.6$. В районе хребта Моллой за тот же период времени зарегистрировано 36 событий, которые имели магнитуды 3.4–4.8. Наиболее распространены события с магнитудами $M_b = 4.3, 4.4, 4.7$.

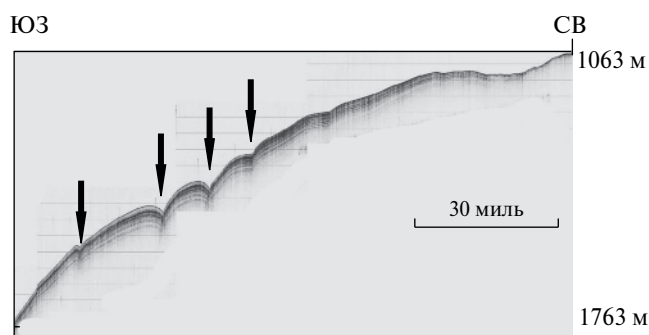


Рис. 3. Трещины отседания (стрелки) на южном склоне хребта Вестнеса (фрагмент профиля s27-p3-3 27-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”).

Западнее Шпицбергена расположена [Vanneste et al., 2005] крупная провинция (16000 км²) разгрузки газов, основная область которых расположена вдоль вершинной поверхности хребта Вестнеса. Предполагается, что ее появление связано с разрушением газогидратного слоя. Последний фиксируется по сейсмическим данным и прослеживается на глубинах около 200 м ниже поверхности дна, где установлен псевдодонный рефлектор (Bottom-simulated reflector – BSR). Газовые факелы (колонны пузырей газа) установлены прямыми наблюдениями [Bünz et al., 2012]. При этом их местоположение, количество и объемы газа изменяются. Высота газовых факелов может достигать 800 м (<https://cage.uit.no/news/>). Многочисленные поля газовых воронок (rockmarks), диаметр которых может достигать 400 м, а также вертикальные системы подводящих каналов (chimneys), которые пронизывают осадочные толщи, дополнительно указывают на активную дегазацию региона. Эти процессы могут влиять на разуплотнение осадков и формирование обширных площадей дестабилизированного осадочного материала, залегающего на склонах крутизной от 4 до 8–10°, что достаточно для его перемещения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На континентальном склоне западнее Шпицбергена сложились все условия для движения крупного подводного оползня, сход которого может привести к возникновению цунами. Возможному развитию таких событий способствуют следующие обстоятельства:

- перепад рельефа в более чем 5 км на расстоянии порядка 160 км,
- система открытых трещин в плане серпообразной формы,
- крутизна склонов от 4 до 35° на отдельных участках,
- сейсмичность разлома Моллой, одноименной впадины и севера хребта Книповича,
- активные оползневые процессы вдоль южного склона склоны хребта Вестнеса,
- многочисленные газовые факелы, газоподводящие каналы и газовые воронки, которые дестабилизируют южные склоны хребта Вестнеса.

Сложившаяся ситуация требует моделирования последствий и прогноза подводно-оползневых процессов западнее Шпицбергена и, желательно, постоянного геолого-геофизического мониторинга всего региона.

Авторы признательны Н.Н. Турко и С.Ю. Соколову за ценные замечания и обсуждения статьи.

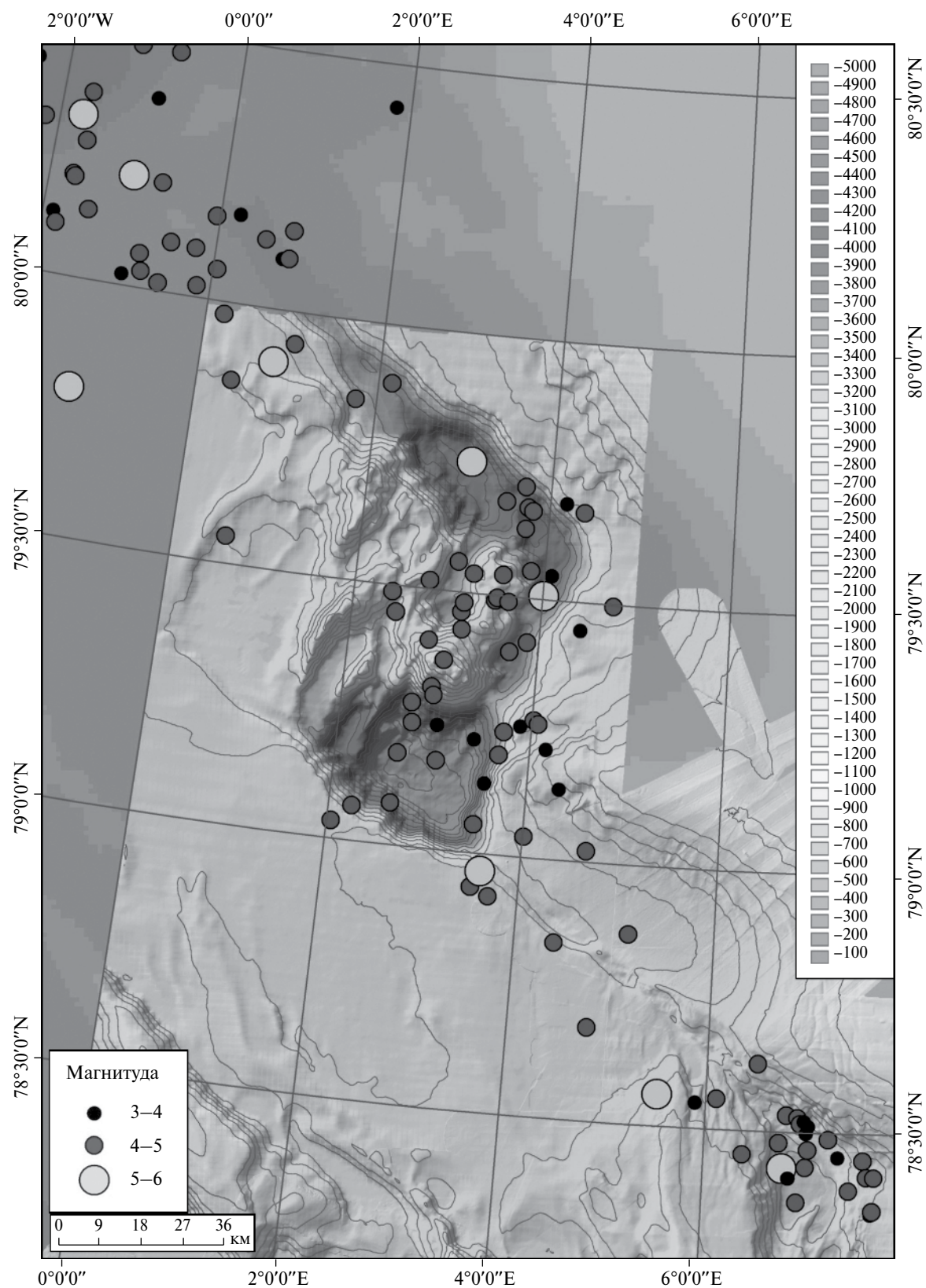


Рис. 4. Эпицентры землетрясений в районе трансформного разлома и хребта Моллой [Зарайская, 2016]. Топооснова — [Klenke, Schenke, 2002; Jakobsson et al., 2012], а также данные 27-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”.

Экспедиционные работы проводились при финансировании Норвежского Нефтяного Директората. Работа выполнена при финансовой поддержке темы ФАНО (№ 135-2014-0015) “Оценка связи рельефа дна Атлантического и запада Северного Ледовитого океанов, деформаций осадочного чехла, процессов дегазации и опасных геологических явлений с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии” (№ Гос. регистрации 01201459183).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г.П., Верба В.В., Степанова Т.В.* Геодинамика подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Материалы Международной конференции “Геодинамика и геоэкология”. Архангельск: РАН, 1999. С. 4–5.
- Гусев Е.А., Шкарубо С.И.* Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 2. С. 165–182.
- Добролюбова К.О.* Морфоструктура хребта Книповича (северный сегмент) // Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8–11 июня 2009 г., г. Ростов-на-Дону). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 96–99.
- Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др.* Строение зоны перехода от шельфа Баренцева моря к хребту Книповича севернее о. Медвежий (Предварительные результаты работ 26-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”) // ДАН. 2010а. Т. 430. № 6. С. 824–829.
- Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др.* Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010б. С. 111–157.
- Зарайская Ю.А.* Геоморфология, сейсмичность и неотектоника срединно-океанического хребта в Норвежско-Гренландском бассейне и проливе Фрама / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. М., 2016. 31 с.
- Мороз Е.А.* Неотектоника и рельеф дна северо-западной окраины Баренцевоморского шельфа и его обрамления / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. М., 2017. 28 с.
- Пейве А.А., Добролюбова К.О., Сколотнев С.Г. и др.* Строение области сочленения хребтов Книповича и Мона (Северная Атлантика) // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 355–360.
- Пейве А.А., Чамов Н.П.* Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38–57.
- Соколов С.Ю.* Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
- Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А. и др.* Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29. DOI: 10.7868/S 0016853X14030060
- Сущевская Н.М., Черкашев Г.А., Цехоня Т.И. и др.* Магматизм хребтов Мона и Книповича – спрединговых зон полярной Атлантики // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3. С. 1–25.
- Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В. и др.* Строение и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 594–619.
- Шкарубо С.И.* Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск: МАГЭ; СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. С. 71–79.
- Bryn P., Berg R., Carl F. et al.* Explaining the Storegga Slide // Marine and Petroleum Geology. 2005. V. 22. P. 11–19.
- Bünz S., Polyakov S., Vadakkepuliambatta S. et al.* Active gas venting through hydrate-bearing sediments on the Vestnesa Ridge, offshore W-Svalbard // Marine Geology. 2012. V. 332–334. P. 189–197.
- Crane K., Doss H., Vogt P. et al.* The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. P. 153–205.
- Fryer G.J., Watts P., Pratson L.F.* Source of the great tsunami of 1 April 1946: a landslide in the upper Aleutian forearc // Marine Geology. 2004. V. 203. P. 201–218.
- Freire F., Gyllencreutz R., Jafri R.U. et al.* Acoustic evidence of a submarine slide in the deepest part of the Arctic, the Molloy Hole // Geo-Mar. Lett. 2014. V. 34. P. 315–325. DOI: 10.1007/s00367-014-0371-5
- Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B. et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. DOI: 10.1029/2012GL052219. <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/arctic.html>
- IHO-IOC/GEBCO SCUFN-27. 27th SCUFN MEETING. Monaco, 16–20 June 2014. SUMMARY REPORT. 2014. 29 p. (https://www.iho.int/mtg_docs/com_wg/SCUFN/SCUFN_27/SCUFN_27Docs.htm)
- Kokhan A.V., Grokholsky A.L., Abramova A.S. et al.* Structure-forming deformations on Knipovich ridge (physical modeling) // Geophysical Research Abstracts. 2010. V. 12. EGU 2010–7143.

- Krastel S., Wynn R.B., Hanebuth T.J.J. et al.* Mapping of seabed morphology and shallow sediment structure of the Mauritania continental margin, Northwest Africa: some implications for geohazard potential // *Norwegian Journal of Geology*. 2006. V. 86. P. 163–176.
- McAdoo B.G., Pratson L.F., Orange D.L.* Submarine landslide geomorphology, US continental slope // *Marine Geology*. 2000. V. 169. P. 103–136.
- Owen M.J.* Morphology and timing of submarine mass movements on the northwest British continental margin Matthew John // Environmental Change Research Centre, Department of Geography, University College London. A thesis submitted for the degree of doctor of philosophy at UCL. 2013. 267 p. (<http://discovery.ucl.ac.uk/1414899/1/Morphology>)
- Thiede J., Pfirman S., Schenke H-W. et al.* Bathymetry of Molloy Deep: Fram Strait between Svalbard and Greenland // *Mar. Geoph. Res.* 1990. V. 12. Iss. 3. P. 197–214.
- Twichell D.C., Chaytor J.D., ten Brink U.S. et al.* Morphology of late Quaternary submarine landslides along the U.S. Atlantic continental margin // *Marine Geology*. 2009. V. 264. P. 4–15.
- Vanneste M., Harbitz C.B., De Blasio F.V. et al.* A. Hinlopen–Yermak Landslide, Arctic Ocean – Geomorphology, Landslide Dynamics, and Tsunami Simulations // *SEPM Special Publication*. 2010. № 95. (http://folk.uio.no/anel-verh/Papers/Vaneste_etal_SP95_inpress.pdf)