

СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

© 2019 г. А. Н. Морозов^{1, 2, *}, Н. В. Ваганова¹, В. Э. Асминг^{3, **},
А. А. Никонов^{4, ***}, Н. В. Шаров^{5, ****}, Я. В. Конечная^{1, 2},
Я. А. Михайлова¹, З. А. Евтюгина³

¹Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
имени академика Н. П. Лаврова РАН
163000 Архангельск, Набережная Северной Двины, 23

²Сектор сейсмического мониторинга севера Русской плиты Федерального исследовательского центра
“Единая геофизическая Служба РАН”
163000 Архангельск, Набережная Северной Двины, 109

³Кольский филиал Федерального исследовательского центра
“Единая геофизическая Служба РАН”

184209 Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14

⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242 Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, стр. 1

⁵Институт геологии Карельского научного центра РАН
Республика Карелия, 185035 Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

*e-mail: morozovalexey@yandex.ru

**e-mail: asmingve@mail.ru

***e-mail: nikonov@ifz.ru

****e-mail: sharov@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 15.08.2017 г.

Создан уточненный каталог землетрясений Беломорского региона за период с 2005 по 2016 гг. Уточнение параметров очагов производилось с использованием единой скоростной модели BARENTS, единого методического подхода (Generalized Beamforming) и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций. На примере локализации двух ядерных взрывов 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г., произведенных на севере Европейской части России для гражданских целей, показана эффективность алгоритма расчета параметров гипоцентра и скоростной модели BARENTS. Полученный сейсмический каталог позволил выявить основные закономерности распределения современной сейсмичности в Беломорском регионе.

Ключевые слова: Беломорский регион, современная сейсмичность, уточненный каталог.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0203-03062019136-51>

ВВЕДЕНИЕ

Беломорский регион, включающий в себя акваторию Белого моря и окружающую территорию, принадлежат к одному из наиболее раздробленных, подвижных и активных районов в пределах всей Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Отчетливые следы палеоземлетрясений встречены во всех основных частях Беломорского региона — в Кандалакшском, Двинском и Онежском заливах, а также в районе Горла Белого моря [Никонов, Шварев, 2013]. Данные за исторический и инструментальный

периоды наблюдений указывают на повышенную сейсмическую активность западной части региона, особенно в районе Кандалакшского грабена, главной активной структуры Белого моря [Никонов, 2004; Ассиновская, 2004].

Началом периода инструментальных наблюдений в Беломорском регионе условно можно считать организацию Г.Д. Панасенко в 1956 г. на Кольском полуострове сейсмической станции Апатиты, а также установку тогда же в Соданкюле, на севере Финляндии, короткопериодных сейсмометров Беньофа [Ассиновская,

2004]. С постепенным развитием инструментальных наблюдений в Мурманской области (Россия), Финляндии и Норвегии увеличивалась магнитудная представительность землетрясений в регионе. С развитием сейсмических сетей на территории Карелии [Шаров и др., 2007] и Архангельской области [Юдахин, Французова, 2006], Беломорский регион с 2004 г. имеет наибольшую плотность сейсмометрических наблюдений за весь инструментальный период. Это позволяет определять параметры гипоцентров землетрясений на основе данных сейсмических станций, расположенных в широком азимутальном створе и диапазоне эпицентральных расстояний.

В настоящей статье авторами созданы сводные бюллетени землетрясений, зарегистрированных в Беломорском регионе, за период с 2005 по 2016 гг. на основе всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций. На основе сводных бюллетеней был произведен перерасчет параметров гипоцентров с использованием единой скоростной модели и единого методического подхода. Эффективность алгоритма расчета параметров гипоцентра и скоростной модели показана на примере локализации двух ядерных взрывов 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г., произведенных на севере Европейской части России для гражданских целей. Полученный сейсмический каталог позволил выявить основные закономерности распределения современной сейсмичности в Беломорском регионе.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Крупное обобщение имеющихся материалов по геологическому строению и тектонической эволюции рассматриваемого района, который охватывает северо-восточный сегмент Восточно-Европейской платформы, представлено в работе “Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий” масштаба 1:1500000, созданной под руководством А.С. Балуева)” [Балуев и др., 2012].

Акватория Белого моря расположена в этом сегменте платформы на восточном склоне Балтийского щита, перекрытого осадочным чехлом. Акватория частично покрывает непосредственно раннедокембрийские образования Балтийского щита, частично — плитную часть платформы, но ее конфигурация и рельеф морского дна контролируется, большей частью, реактивацией древних палеорифтовых структур на неотектоническом этапе.

В рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП выделяется система рифтогенных желобов, получивших название рифтовой системы Белого моря (РСБМ), которые от Белого моря погружаются к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы. В эту систему рифтовых зон входят Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинской), Керецко-Пинежский, Чапомско-Лешуконский и Мезенский (Баренцевоморский) палеорифты, разделенные выступами кристаллического фундамента — Архангельским, Товским, Кулойским и Мезенским (рис. 1).

Согласно исследованиям А.С. Балуева [Балуев, 2013], палеорифтовые структуры обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты, и прежде всего это наличие протяженных глубоких трогов, сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшимися зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего сброса (детachment) и др. При этом отмечается, что, несмотря на сходство основных элементов строения, главная отличительная особенность РСБМ от других авлакогенов ВЕП заключается в несравнимо большем масштабе проявления процессов рифтогенеза, длительном и многоэтапном развитии рифтовой системы на протяжении 1.3 млрд лет, что обусловлено ее постоянным окраинно-континентальным положением.

Глубина погружения кристаллического фундамента в рифтогенных грабенах в акватории Белого моря достигает 8 км. Такие же глубины залегания кристаллического фундамента (8–10 км и более) в грабенах рифтовой системы Белого моря отмечаются в пределах Мезенской синеклизы.

В голоцене регион находится в области направленного поднятия в западной и центральной частях (значительного и умеренного, соответственно) и погружения (значительного) на крайнем востоке. На этом фоне происходили и продолжают резкие дифференцированные перемещения разного знака по разломным зонам, продольным и поперечным, которые есть основания считать активными разломами. Основные разломные зоны приурочены к Кандалакшскому грабену — главной активной структуре в регионе [Никонов, Шварев, 2013].

Значительную роль в формировании бассейна Белого моря играли также поперечные структуры северо-восточного направления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло. Помимо того, что позднекайнозойские сбросы определили границы совре-

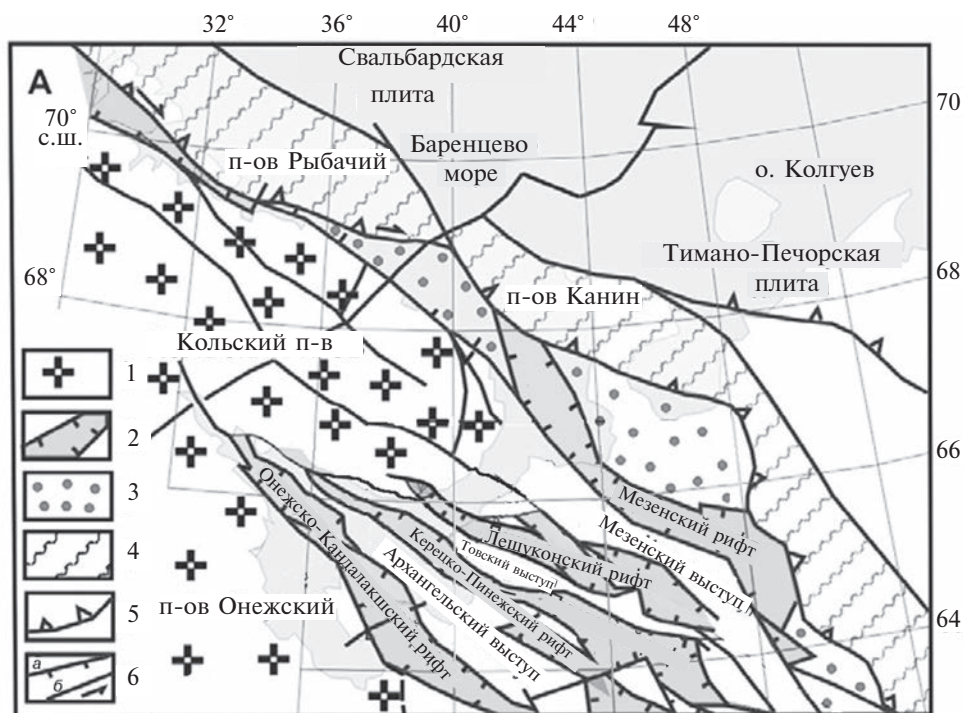


Рис. 1. Тектоника палеорифтовой системы Белого моря, по [Балуев и др., 2012].

1 – Балтийский щит; 2 – рифейские палеорифты; 3 – Притиманский прогиб; 4 – Тимано-Варангерский пояс байкалит; 5 – конвергентный шов; 6 – сбросы (а) и сдвиги (б).

менного грабена пролива Горло, материалы сейсмоакустического профилирования показали существование системы разрывных нарушений северо-восточного простирания в породах, подстилающих четвертичные отложения в центральной части грабена [Балуев и др., 2010].

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Обобщение материала по палеоземлетрясениям, землетрясениям за исторический и инструментальный периоды наблюдений по Беломорскому региону представлено в работах А.А. Никонова и Б.А. Ассиновской [Никонов, 2004; Ассиновская, 2004; Никонов, Шварев, 2013].

В работе [Никонов, Шварев, 2013] отмечается, что отчетливые следы палеоземлетрясений в период 12–0.5 тыс. лет до н.э. встречены во всех основных частях Беломорского бассейна – в Кандалакшском, Двинском и Онежском заливах, а также в районе Горла Белого моря. Наибольшей интенсивностью и распространенностью характеризуются сейсмодеформации разного типа на берегах и на дне Кандалакшского залива, в меньшей степени они обнаружены на дне Двинского залива в его западной части и Онежского залива в его юго-восточной части. По максимальным обнаруженным про-

явлениям интенсивность палеоземлетрясений в западной части Кандалакшского залива определяется в IX баллов, в центральной части моря – VIII баллов, в Онежском заливе и на западном берегу Белого моря – VII–VIII баллов.

В историческое время имели место события интенсивностью VIII–IX баллов (1627 г.) и не менее VIII баллов (1542 г.), а всего за период XVI–XIX вв. и первую половину XX века в рассматриваемом бассейне выявлено 7 землетрясений с оценками магнитуд от 3.0 до 6.5. Кроме того, в разных частях бассейна теперь определяются крупные исторические цунами [Никонов, Субетто, 2007; Никонов, 2015]. При этом для землетрясения 1627 г., сильнейшего для ВЕП, в работе [Tatevossian et al., 2011] обосновываются иные параметры эпицентра: 03 июнь (± 1 месяц) 1626 г.; $t_0 = 3.00 - 5.00$; 64.5° с.ш. ± 100 км, 31.3° в.д. ± 50 км; $I_0 = 6-7$ (EMS); $M = 4.7-5.7$.

В работах [Ассиновская, 2004] представлен сводный унифицированный каталог землетрясений Карельского региона, куда входит и акватория Белого моря, за период с 1542 по 2003 гг. В период инструментальных наблюдений подтверждена повышенная сейсмическая активность западной части бассейна и слабая активность восточной и центральной частей бассейна (рис. 2).

На момент 2017 г. инструментальные наблюдения за Беломорским районом осуществляются

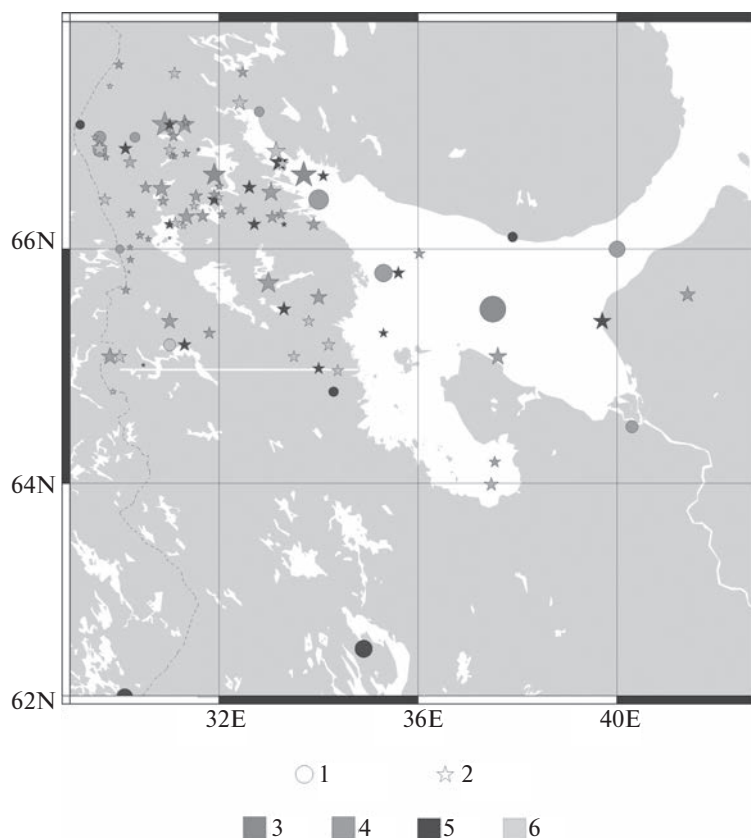


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Карельского региона (1542–2003 гг.) в интервале магнитуд 0.9–6.5. Составители Б.А. Ассиновская А.А. Никонов [Ассиновская, 2004; Никонов, 2004].

1 – эпицентры по историческим данным; 2 – то же, по инструментальным данным. Размер знака пропорционален $M/20$; 3–6 – глубина очага; 3 – >20 км; 4 – 5–20 км; 5 – <5 км; 6 – не определена.

на базе сейсмических станций Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики РАН (код сети АН), Кольского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (код сети KOGSR), Геологического института Карельского научного Центра РАН, Центрального отделения Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (код сети OBGSR), Института сейсмологии Университета Хельсинки (Финляндия, код сети HE), Геофизической обсерватории Соданкюля Университета г. Оулу (Финляндия, код сети FN), агентства NORSAR (Норвегия, код сети NO), Норвежской национальной сейсмической сети (Университет г. Бергена, Норвегия, код сети NS) (рис. 3). Как уже отмечалось, с развитием сейсмических сетей на территории Карелии и Архангельской области Беломорский регион имеет с 2004 г. наибольшую плотность сейсмометрических наблюдений за весь инструментальный период. Это позволяет определять параметры гипоцентров землетрясений на основе данных сейсмических станций, расположенных

в широком азимутальном створе и диапазоне эпицентральных расстояний.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ И АЛГОРИТМ ЛОКАЛИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

На основе данных Института сейсмологии Университета Хельсинки (Финляндия) был составлен предварительный каталог землетрясений в Беломорском регионе за период с 2005 по 2016 г. [www.helsinki.fi/geo/seismo/]. Выбор Института сейсмологии в качестве источника исходных данных для составления предварительного каталога был продиктован доступностью и полной регулярно обновляющейся информацией, полученной по близко расположенным станциям. Все зарегистрированные сейсмические события в базе данных Института сейсмологии идентифицируются по типу источника (техногенный или тектонический). Выборка осуществлялась в пределах района, ограниченного координатами: по широте от 63.50° с.ш. до 67.55° с.ш.; по долготе от 31.40° в.д. до 42.70° в.д.

Для каждого землетрясения из предварительного каталога составлялся сводный бюллетень с временами вступлений сейсмических фаз. Бюллетени составлялись на основе данных сейсмических станций всех восьми перечисленных выше сетей инструментальных наблюдений.

Времена вступлений сейсмических фаз по станциям сетей HE, FN, NS и NO были взяты из бюллетеней Международного сейсмологического центра (ISC) [www.isc.ac.uk] и сейсмологического центра Института сейсмологии Университета Хельсинки [www.helsinki.fi/geo/seismo/]. Времена вступлений сейсмических фаз по станциям сетей AH, KOGSR, OBGSR и Геологического института КарНЦ РАН определялись из исходных сейсмических записей с помощью программных комплексов WSG [Красилов и др., 2006] и EL [Асминг, 2004]¹. Создание сводных бюллетеней позволило определить параметры гипоцентров землетрясений на основе данных сейсмических станций, расположенных в широком азимутальном створе и большом диапазоне эпицентральных расстояний. Для каждого землетрясения была проведена дополнительная проверка его тектонической природы на основе критериев, разработанных сотрудниками Кольского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” [Asming, Kremenetskaya, 2002; Kremenetskaya et al., 2002; Ringdal et al., 2002].

Развитие в последние десятилетия сейсмических сетей и повышение чувствительности приборов позволило фиксировать низкомагнитудные события. Одновременно выявилась особая группа локальных слабых сотрясений нектонической природы – морозобойные толчки [Никонов, 1996, 2010; Шаров и др., 2013]. Задача их идентификации и дискриминации, особенно в приполярных регионах, стала для сейсмологов актуальной. В данной работе авторы предприняли такую попытку, основываясь на нескольких критериях. Выборка “подозрительных” событий включала фиксированные на суше (не в акваториях), произошедшие в морозный период, в ночное время и события с малыми значениями глубин.

Определение параметров гипоцентров на основе сводных бюллетеней производилось методом Generalized Beamforming [Ringdal, Kväerna, 1989] в его усовершенствованном виде, реализованном в программе NAS [Asming, Prokudina, 2016]. В программе NAS задается исходная точка пространства–времени – приблизительная локализация сейсмического события и примерное время его возникновения. NAS производит ассоциацию фаз и уточнение координат и времени в очаге в окрестности этой исходной точки. Программа выбирает круг большого радиуса (в данной работе используется радиус 250 км) вокруг исходной точки. В этом круге ищется

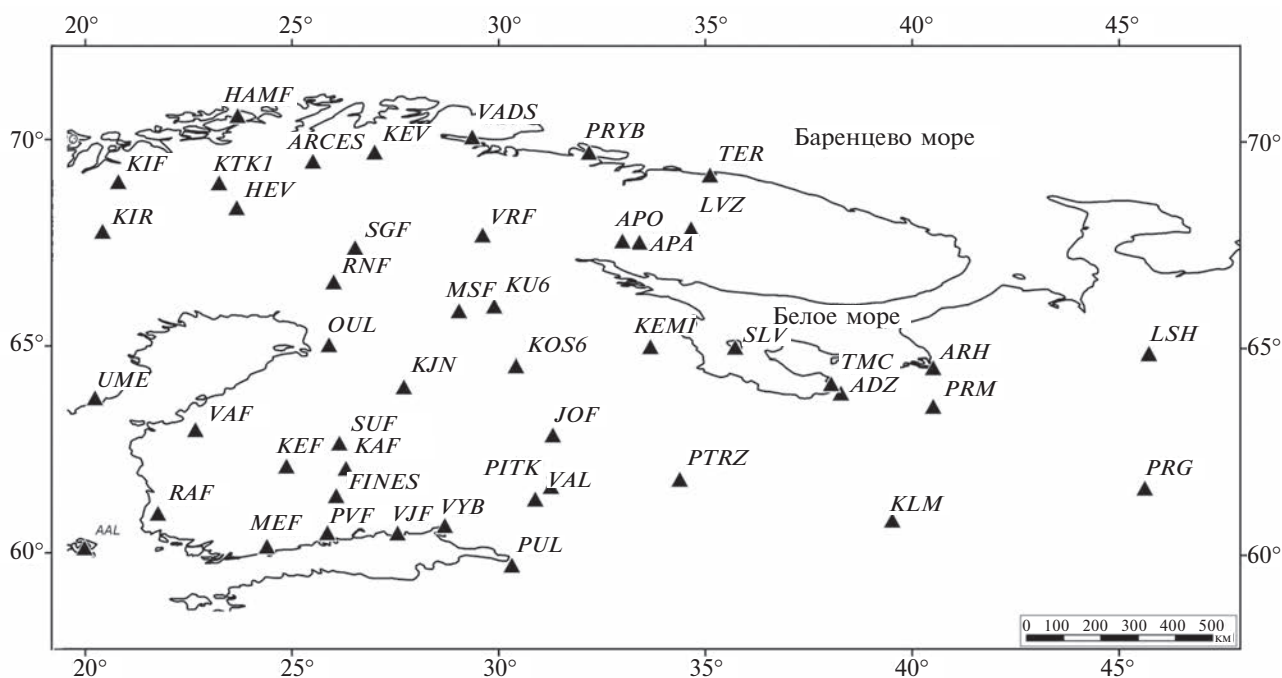


Рис. 3. Сеть сейсмических станций Финляндии, Швеции, Норвегии и России, осуществляющих наблюдения за сейсмическими событиями в Беломорском регионе.

¹ Скачать бюллетени можно по ссылке – <https://yadi.sk/d/neFtCeHC3J4SN2>

более точная локализация. Круг покрывается перекрывающимися кругами меньших радиусов, формирующими сетку. Для каждого такого меньшего круга вычисляется рейтинговая функция $R(c, t)$, оценивающая гипотезу о том, что событие произошло в ячейке c в момент времени t .

Рассмотрим эту функцию более детально. Пусть сейсмическая волна (P или S) прибыла на i -ую станцию в момент времени t_i . Пусть $r_{i0}(c)$ и $r_{i1}(c)$ — минимальное и максимальное расстояния от i -й станции до ячейки c . Если событие действительно произошло в этой ячейке, его время в очаге находится в интервале

$$[t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v],$$

где v — кажущаяся скорость волны.

Тогда, следуя подходу, предложенному в работе [Ringdal, Kværna, 1989], мы можем определить общую рейтинговую функцию как:

$$R(c, t) = \sum_i S(t, t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v),$$

где $S(t, t_a, t_b)$ — функция, имеющая вид прямоугольника:

$$S(t, t_a, t_b) = \begin{cases} 1, & t \in [t_a, t_b] \\ 0, & \text{иначе} \end{cases}$$

При таком подходе мы предполагаем, что каждая фаза (приход волны), которая может соответствовать событию, произошедшему в данной ячейке в данный момент времени, вносит единственный вклад в рейтинговую функцию для этой ячейки. Это работало бы хорошо, если бы все измерения $\{t_i\}$ были точны, как и наше знание кажущихся скоростей v . Но и времена приходов волн измеряются с некоторой погрешностью $\Delta t_{\text{прихода}}$, и кажущиеся скорости также известны с погрешностью Δv . Поэтому интервал, в который попадает время в очаге, должен быть расширен — $[t_i - r_{i1}(c)/v - \Delta t, t_i - r_{i0}(c)/v + \Delta t]$, где $\Delta t = \Delta t_{\text{прихода}} + r \cdot \Delta v/v^2$. Вместо функции-прямоугольника $S(t, t_a, t_b)$ введем функцию-трапецию T :

$$T(t, t_a, t_b, \Delta t) = \begin{cases} 1 - (t_a - t)/\Delta t, & t \in [t_a - \Delta t, t_a] \\ 1, & t \in [t_a, t_b] \\ 1 - (t - t_b)/\Delta t, & t \in [t_b, t_b + \Delta t] \\ 0, & \text{иначе} \end{cases}$$

И, окончательно, определим рейтинговую функцию как:

$$R(c, t) = \sum_i T(t, t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v, \Delta t).$$

Она, как и предыдущий вариант, является суммой вкладов всех фаз (приходов волн), которые в принципе могут соответствовать событию, произошедшему в данной ячейке в данное время. Только те фазы, для которых t попало в точный интервал, т.е. $t \in [t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v]$, добавляют 1 к сумме, а другие, для которых t за пределами интервала, добавляют к сумме меньшие величины.

Для каждой ячейки рейтинговая функция вычисляется для интервала возможных времен в очаге $[t_0 - \Delta T, t_0 + \Delta T]$, где t_0 — предварительная оценка времени в очаге, ΔT — некий большой запас по времени (в данной работе 30 сек). За окончательную оценку рейтинга ячейки сетки берется максимум функции $R(c, t)$ в этом интервале.

Сетка уменьшается несколько раз. Каждый раз из сетки исключается $3/4$ ячеек с наименьшими рейтингами, а каждая оставшаяся ячейка делится на 4 меньших. Рейтинги пересчитываются для этих уменьшенных ячеек.

Такой поиск выполняется для набора фиксированных глубин (в этой работе от 0 до 100 км с шагом 5 км). Окончательно, за предварительную локализацию события выбирается ячейка с максимальным рейтингом. Время t_0 , на котором рейтинговая функция достигла максимума, считается оценкой времени в очаге. Только те фазы, которые внесли ненулевые вклады в этот максимальный рейтинг, считаются ассоциированными с локализуемым событием, а собственно вклады w_i берутся, как веса данных фаз для дальнейшего рассмотрения: $w_i = T(t_0, t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v, \Delta t)$. Такой подход позволяет автоматически игнорировать фазы с нереалистическими (ошибочными) временами вступления. Это очень полезно при использовании времен, измеренных по старым аналоговым сейсмограммам.

На втором этапе локализация уточняется с помощью минимизации невязки оценки времени в очаге по этим, найденным таким образом, временам и их весам. Итак, пусть t_i — приход какой-либо волны (P или S) на i -ю станцию с координатами (φ_i, λ_i) . Предположим, что координаты события — (φ, λ, h) , где φ — широта, λ — долгота, h — глубина. По каждому приходу можно оценить время в очаге:

$$t_{0i}(\varphi, \lambda, h) = t_i - T(\varphi_i, \lambda_i, 0, \varphi, \lambda, h),$$

где TT — время пробега волны данного типа между двумя точками. Если (φ, λ, h) — истинные координаты события, времена приходов измерены точно, а времена пробега TT точно известны, тогда все t_{0i} должны быть одинаковыми и равными истинному времени в очаге.

Средняя оценка времени в очаге с данными весами запишется как:

$$\bar{t}_0(\varphi, \lambda, h) = \sum_i w_i \cdot t_{0i} / \sum_i w_i,$$

А ее стандартное отклонение:

$$\sigma(\varphi, \lambda, h) = \sqrt{\sum_i w_i \cdot (\bar{t}_0 - t_{0i})^2 / \sum_i w_i}.$$

Для локализации события данная функция минимизируется по всем трем переменным:

$$\sigma_{\min}(h) = \min_{(\varphi, \lambda, h)} \sigma(\varphi, \lambda, h),$$

$$(\varphi_{event}, \lambda_{event}, h_{event}) = \text{Arg min } \sigma(\varphi, \lambda, h).$$

Функция $\sigma(\varphi, \lambda, h)$ оказывается очень удобной для оценки доверительной области локализации. Доверительная область вместо точки истинной локализации возникает из-за того, что важные для локализации величины известны неточно. Во-первых, времена приходов волн на станции измеряются с ошибками. Будем обозначать интервал этих ошибок $[-t_{прихода}, +\Delta t_{прихода}]$. Другими словами, будем считать, что ошибки измерения времен прихода с некой большой вероятностью (скажем, 95%) лежат в этом интервале. Во-вторых, скоростная модель, которой мы пользуемся для расчета времен пробега, также неточна. Будем считать, что если кажущаяся скорость в некотором случае согласно модели равна v , то с той же большой вероятностью (95%) истинная кажущаяся скорость лежит в интервале $[v - \Delta v, v + \Delta v]$.

Итак, если погрешность скорости равна Δv , расстояние от события до станции равно r , то неопределенность, которую вносит эта погрешность в оценку времени в очаге равна:

$$\Delta t_{скорости} = \frac{r}{v} - \frac{r}{v + \Delta v} \approx \frac{r \cdot \Delta v}{v^2},$$

а общая неопределенность, которую вносят в i -ю оценку времени в очаге совместно неопределенности измерения времени прихода и скорости, равна:

$$\Delta t_i = \sqrt{\Delta t_{прихода}^2 + \left(\frac{r_i \cdot \Delta v}{v^2}\right)^2}.$$

Эти неопределенности, в свою очередь, вносят вклад в оценку $\sigma(\varphi, \lambda, h)$: $\sigma(\varphi, \lambda, h) \leq \sigma_0$.

Таким образом, все точки пространства, для которых выполняется неравенство $\sigma(\varphi, \lambda, h) \leq \sigma_0$ можно считать равнозначными, в принципе могут быть координатами локализуемого события.

Для оценки эллипса ошибок данное неравенство решается при фиксированной глубине $h = h_{события}$. Область определяется численно и аппроксимируется эллипсом.

Для определения интервала возможных глубин выполняется следующая операция:

$$\sigma_M(h) = \min_{(\varphi, \lambda)} \sigma(\varphi, \lambda, h).$$

В интервал включаются такие h , для которых $\sigma_M(h) \leq \sigma_0$.

Таким образом, для расчета доверительной области, помимо знания известных фаз и координат датчиков, необходимы оценки погрешностей скоростной модели Δv и измерения вступлений Δt для разных типов волн. В данном исследовании значения погрешностей скоростной модели были приняты равными 0.15 км/с, а значения погрешностей измерения вступлений равными 0.3 с.

ПРОВЕРКА ЭФФЕКТИВНОСТИ АЛГОРИТМА ЛОКАЛИЗАЦИИ И ВЫБОР СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ

Эффективность используемого алгоритма расчета и выбор скоростной модели были проверены на основе перерасчета параметров гипоцентров подземных ядерных взрывов 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г., произведенных на севере Европейской части России для гражданских целей [Yang et al., 2003]. У подземных ядерных взрывов местоположение эпицентра, глубина и время в очаге известны с большой точностью. Поэтому процедура перерасчета гипоцентра по фактическим временам вступлений может показать эффективность (либо некорректность) применения алгоритма расчета и разных скоростных моделей.

В качестве скоростных моделей были опробованы следующие 1D модели: BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001], BAREY и BAREZ [Schweitzer, Kennett, 2007] и NORP [Морозов, Ваганова, 2011]. Модель BARENTS была разработана для Фенноскандии, Балтийского щита и прилегающих районов. Ниже Мохо модель состоит из слоев модели IASPEI91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Модели BAREY и BAREZ были адаптированы из модели, разработанной [Kremenetskaya et al., 2001] путем внесения незначительных корректировок скорости и изменения отношения V_P/V_S в верхней мантии. Модель BAREZ использует отношение V_P/V_S равное 1.73 в земной коре и отношение 1.72 ниже Мохо. Модель BAREY использует соотношение V_P/V_{SS} равное 1.77 в верхней мантии. Модель NORP была разработана в результате расчета скоростной структуры земной коры для

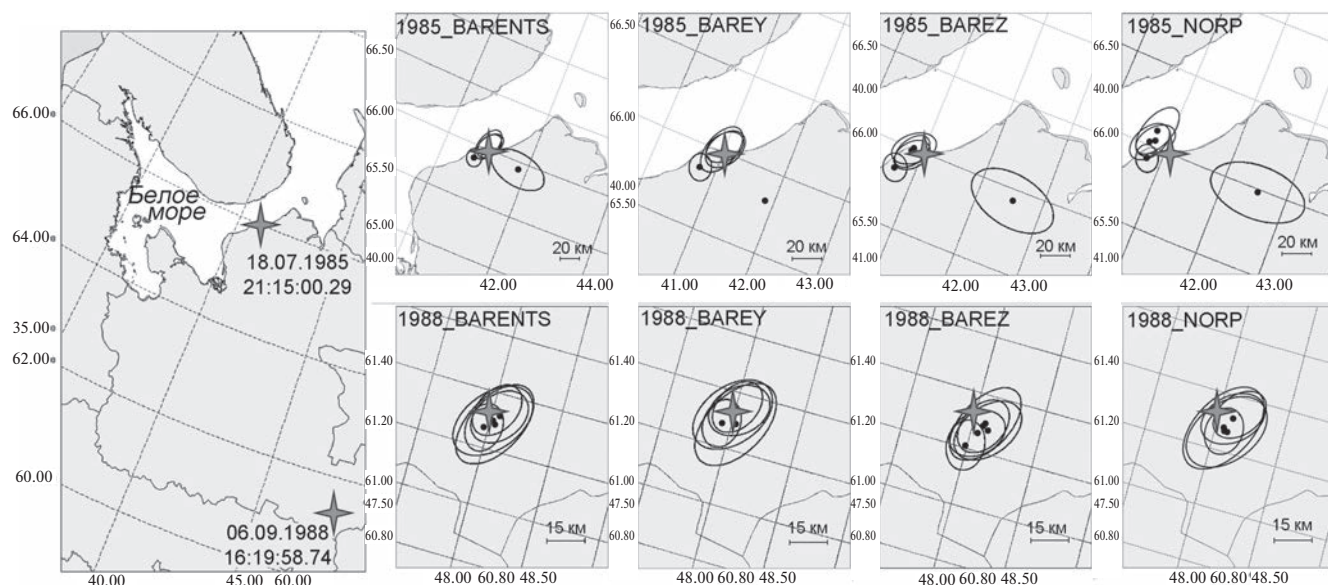


Рис. 4. Результат проверки эффективности используемого алгоритма расчета и скоростных моделей на примере локализации двух ядерных взрывов 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г. Звездочкой обозначено местоположение взрывов, согласно [Yang et al., 2003]. Точками показаны эпицентры с эллипсами ошибок, вычисленные в разных диапазонах эпицентральных расстояний.

двух областей Русской плиты с использованием функций приемника. В модели BAREY, BAREZ и NORP были добавлены глубинные слои в подкоровой литосфере и мантии из модели IASPEI91 для расчета времени прохождения сейсмических фаз с телесейсмических расстояний.

Бюллетины сейсмических станций с временами вступления фаз по конкретным ядерным взрывам были взяты по данным ISC и архива Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”. Расчет всех параметров производился для разных диапазонов эпицентральных расстояний (0–10°, 0–15°, 0–20°, 0–30° и 0–90°) с разным количеством используемых сейсмических станций, входящих в каждый диапазон (рис. 4).

Для всех наборов данных модель BARENTS показала наибольшую точность определения местоположения относительно других моделей. Для разных параметров расчета реальные эпицентры взрывов всегда находились в области эллипса ошибок вычисленных эпицентров, за исключением двух случаев. При эпицентральных расстояниях от 0 до 10 и от 0 до 90 градусов реальный эпицентр взрыва 1985 г. оказался на незначительном расстоянии за пределами эллипса. В первом случае, возможно, это объясняется узким азимутальным створом используемых в расчете сейсмических станций, т.к. в расчете использовались только данные станций, функционирующих в Финляндии, на севере Швеции и двух в России (“Апатиты” и “Пулково”). Этот

случай лишний раз подчеркивает необходимость использовать в расчетах всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций для обеспечения наибольшего азимутального охвата эпицентра сейсмическими станциями.

Были вычислены диапазоны возможных значений глубин очагов взрывов с указанием глубины с максимальным значением рейтинговой функции. Для разных параметров расчета значение глубины очага всегда оказывалось равным 0 км. Вычисленные значения времен в очаге варьируются в пределах 4 сек от истинного (табл. 1).

Исходя из вышеизложенных соображений и результатов, отраженных в табл. 1 и на рис. 4, авторы считают, что применение усовершенствованного алгоритма, реализованного в программе NAS, в совокупности со скоростной моделью BARENTS, дают достаточно точные параметры гипоцентров и позволяют применять данную методику для перерасчета параметров землетрясений в Беломорском регионе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Каталог уточненных параметров гипоцентров землетрясений, зарегистрированных в Беломорском регионе, представлен в табл. 2. За период с 2006 по 2016 гг. в пределах района исследования было зарегистрировано 38 земле-

Таблица 1. Результат проверки эффективности используемого алгоритма расчета и скоростной модели BARENTS

№ п/п	Реальные параметры гипоцентра подземных ядерных взрывов				Вычисленные параметры гипоцентра подземных ядерных взрывов											
	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр		R, °	N _{ст}	N _ф	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			Эллипс ошибок			D, км	
			φ, °	λ, °					h, км	φ, °	λ, °	h, км	AzMajor, °	Rminog, км		Rmajog, км
1	18.07.1985	21:15:00.29	65.99	41.04	0.8	0-90	205	215	21:15:01.9	65.88	40.77	(0) 0-10	160	7.9	9.3	17.3
						0-30	121	131	21:14:59.9	66.08	41.04	(0) 0-15	30	9.3	15.1	10.0
						0-20	23	33	21:15:00.2	66.04	41.01	(0) 0-11	30	9.7	14.8	5.7
						0-15	16	24	21:15:00.7	66.06	40.99	(0) 0-16	20	10.3	18.3	8.1
						0-10	9	13	21:14:55.8	65.93	41.80	(0) 0-99	100	16.6	30.7	35.1
2	06.09.1988	16:19:58.74	61.33	47.98	0.8	0-90	173	187	16:20:01.4	61.27	47.96	(0) 0-9	10	7.2	9.8	6.7
						0-30	127	141	16:20:00.9	61.33	48.03	(0) 0-10	30	7.7	11.7	2.7
						0-20	38	49	16:20:00.4	61.32	48.06	(0) 0-11	40	8.7	12.6	4.4
						0-15	16	26	16:20:00.9	61.31	48.02	(0) 0-19	40	10.8	17.8	3.1
						0-10	8	14	16:20:01.5	61.29	48.04	(0) 0-25	30	10.4	19.2	5.5

Примечание. R – диапазон эпицентральных расстояний; N_{ст} – количество используемых в расчете сейсмических станций; N_ф – количество используемых в расчете сейсмических фаз; AzMajor – азимут большой оси эллипса; Rminog – малый радиус эллипса; Rmajog – большой радиус эллипса; D – расстояние между истинным и вычисленным эпицентром; (0) – значение глубины с максимальным значением рейтинговой функции.

Таблица 2. Сейсмический каталог уточненных параметров гипочентров землетрясений, зарегистрированных в Беломорском регионе за период с 2006 по 2016 гг.

№ п/п	Дата			Время			Параметры гипочентра			Эллипс ошибок			Параметры расчета:				Магнитуда:			Тип источника
	год	м	д	ч	м	сек	φ, °	λ, °	h, км	AzMajor, °	Rminor, км	Rmajor, км	N станций/ N фаз	Диапазон расстояний, км	Азимутальный створ, °	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)		
1	2005	02	16	06	48	31.2	67.41	32.05	(16) 6–32	150	4.0	5.1	10/17	48–814	263	1.7			тектонический	
2	2005	03	18	01	49	43.7	67.14	31.91	(3) 0–17	140	5.0	8.4	6/10	70–789	239	1.1			тектонический	
3	2005	10	01	01	22	59.1	67.24	32.54	(10) 0–24	120	4.2	7.9	10/16	47–583	217	1.6			тектонический	
4	2005	10	22	17	46	44.8	64.49	40.95	(0) 0–13	70	10.4	14.5	11/22	24–1020	125	2.8		2.9	тектонический	
5	2005	10	23	00	34	06.3	66.64	33.29	(16) 0–51	100	5.6	11.8	12/21	107–639	160	1.6			тектонический	
6	2006	02	18	08	10	02.8	66.84	32.44	(0) 0–13	120	4.0	10.1	10/18	88–632	171	1.7			тектонический	
7	2006	07	11	18	24	41.9	67.31	32.27	(10) 0–27	120	4.3	6.6	15/27	45–715	211	2.1			тектонический	
8	2006	07	23	01	32	08.8	66.00	39.58	(29) 2–99	60	7.3	10.9	19/33	218–1036	168	2.3			тектонический	
9	2006	12	31	05	35	56.0	65.66	32.02	(0) 0–3	60	4.2	11.2	7/10	104–313	125	0.5			не определить	
10	2007	04	08	14	35	13.7	66.15	33.09	(5) 0–15	120	3.6	7.1	13/23	142–625	171	2.4			тектонический	
11	2007	11	23	04	22	30.3	66.30	32.75	(0) 0–10	120	3.4	7.7	11/20	130–596	141	1.4			не определить	
12	2008	05	10	15	05	08.4	66.86	31.77	(6) 0–14	110	2.9	5.5	16/28	98–531	209	1.6			тектонический	
13	2008	10	25	03	09	45.3	66.54	32.42	(0) 0–7	120	2.9	7.2	11/20	122–422	140	1.3	1.6		тектонический	
14	2010	03	27	23	06	55.8	66.24	32.02	(18) 1–24	170	7.4	12.9	6/11	93–180	27	0.7			не определить	
15	2010	05	20	01	33	48.3	66.31	32.12	(25) 16–34	30	7.9	8.5	6/11	98–268	44	0.7			не определить	
16	2011	06	16	15	44	06.5	66.59	31.58	(0) 0–5	100	4.5	9.4	9/15	89–523	146	1.6			не определить	
17	2011	08	13	11	54	52.2	66.18	34.23	(0) 0–48	120	6.4	12.1	6/11	173–272	88	1.2			тектонический	
18	2011	11	15	17	48	10.2	67.43	31.73	(0) 0–4	140	2.5	3.4	11/20	58–345	229	1.5	1.9		тектонический	

Таблицы 2. Продолжение

19	2012	02	15	06	48	08.7	66.46	32.09	(4) 0–22	110	5.2	16.4	7/10	100–428	88	1.2		не определить
20	2013	3	28	07	02	16.2	63.95	41.57	(19) 2–33	160	6.7	8.5	13/26	85–1800	297	2.9	3.4	тектонический
21	2013	11	30	22	16	20.1	65.48	31.73	(15) 0–59	20	6.2	9.1	6/8	105–656	218	0.8		не определить
22	2014	03	20	13	56	40.7	64.87	35.52	(41) 29–57	50	6.3	8.2	13/23	25–543	232	1.2		не определить
23	2014	08	20	02	27	38.0	66.30	31.83	(4) 0–12	120	2.9	3.6	10/17	92–337	245	1.3		тектонический
24	2014	09	05	02	27	28.3	66.44	31.70	(3) 0–10	90	3.0	4.1	9/15	92–320	239	0.8	1.2	не определить
25	2014	10	11	00	32	45.6	65.94	32.43	(0) 0–4	100	5.6	10.1	6/8	114–309	117	0.9		не определить
26	2014	11	30	09	43	19.9	67.15	32.53	(13) 2–25	140	3.6	6.4	8/12	57–393	182	0.7		не определить
27	2015	02	28	19	33	49.1	66.31	31.85	(0) 0–14	130	2.4	6.6	6/10	92–260	127	1.1	1.5	тектонический
28	2015	05	31	00	40	34.5	66.68	33.21	(0) 0–8	130	3.8	9.6	8/11	104–317	138	0.8		не определить
29	2015	06	26	03	45	48.9	66.57	32.03	(23) 13–29	120	2.7	5.2	8/13	112–264	197	0.7	1.7	не определить
30	2015	06	29	13	05	07.7	65.94	31.96	(7) 0–18	70	3.3	4.5	14/25	91–680	244	1.9	2.3	тектонический*
31	2015	07	06	17	31	34.8	66.39	31.83	(15) 7–23	110	3.4	4.0	10/18	94–560	245	1.7	2.0	тектонический
32	2016	02	28	17	48	07.0	67.00	32.01	(16) 8–23	110	2.7	3.9	24/43	79–771	303	1.8	2.1	тектонический
33	2016	04	03	00	04	27.0	67.52	32.09	(0) 0–6	160	3.3	4.9	7/13	40–282	208	1.0	1.5	тектонический
34	2016	05	26	04	46	00.7	66.04	35.66	(34) 2–99	90	5.8	12.5	10/18	197–436	118	1.1	2.0	тектонический
35	2016	07	09	17	38	20.0	67.22	32.30	(10) 0–29	140	3.7	6.9	10/15	53–399	192	0.8	1.3	тектонический
36	2016	07	30	21	42	24.5	66.45	32.94	(3) 0–13	120	3.0	5.5	17/29	113–573	193	1.5	1.9	тектонический
37	2016	11	19	20	47	20.3	66.75	32.47	(4) 0–15	120	2.7	5.3	11/18	99–404	192	1.1	1.5	тектонический
38	2016	11	20	18	21	00.1	66.98	31.44	(20) 12–24	110	2.3	3.4	13/23	96–375	225	1.6	1.7	тектонический

Примечание. * В базе данных ISC это событие отмечено как “Suspected explosion”.

трясений с магнитудами $M_L(HE)$ от 0.5 до 2.9. Для 25 землетрясений была подтверждена их тектоническая природа. Карта эпицентров землетрясений из табл. 2 представлена на рис. 5. Двенадцать событий были отнесены к “подозрительным” на морозобойные толчки. События из этой выборки оказались сосредоточены в западной части Беломорья, преимущественно вокруг Кандалакшского залива. Они подверглись проверке двумя способами. По двум ближайшим метеостанциям, Кандалакша и Олонга, для соответствующих суток подобраны метеорологические данные с целью определения хода температуры и давления. Поскольку ни в одном случае в пределах соответствующих суток, даже в ночное время, температура воздуха не опускалась ниже 8–10°C, в одном случае 13°, и не испытывала резких скачков, вопрос о возможности морозобойных сотрясений в имеющемся массиве данных был снят.

Другой способ проверки основан на анализе данных мониторинга инфразвуковых событий, который проводят сотрудники Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН на основе собственной инфразвуковой группы “Апатиты” [Виноградов, 2004]. В соответствующие даты и времена не были зарегистрированы приходы инфразвуковых волн. Это позволило считать все зарегистрированные события тектоническими и рассматривать их в дальнейшем анализе.

Современная сейсмичность Беломорского региона проявляется в виде землетрясений небольшой магнитуды. Из 38 зарегистрированных землетрясений только пять имеют магнитуду $M_L(HE)$ больше 2.0. Распределение эпицентров зарегистрированных землетрясений вполне соответствует закономерностям, выявленным ранее в работах [Ассиновская, 2004; Никонов, Шварев, 2013], а именно повышенная сейсмическая активность западной части бассейна и слабая

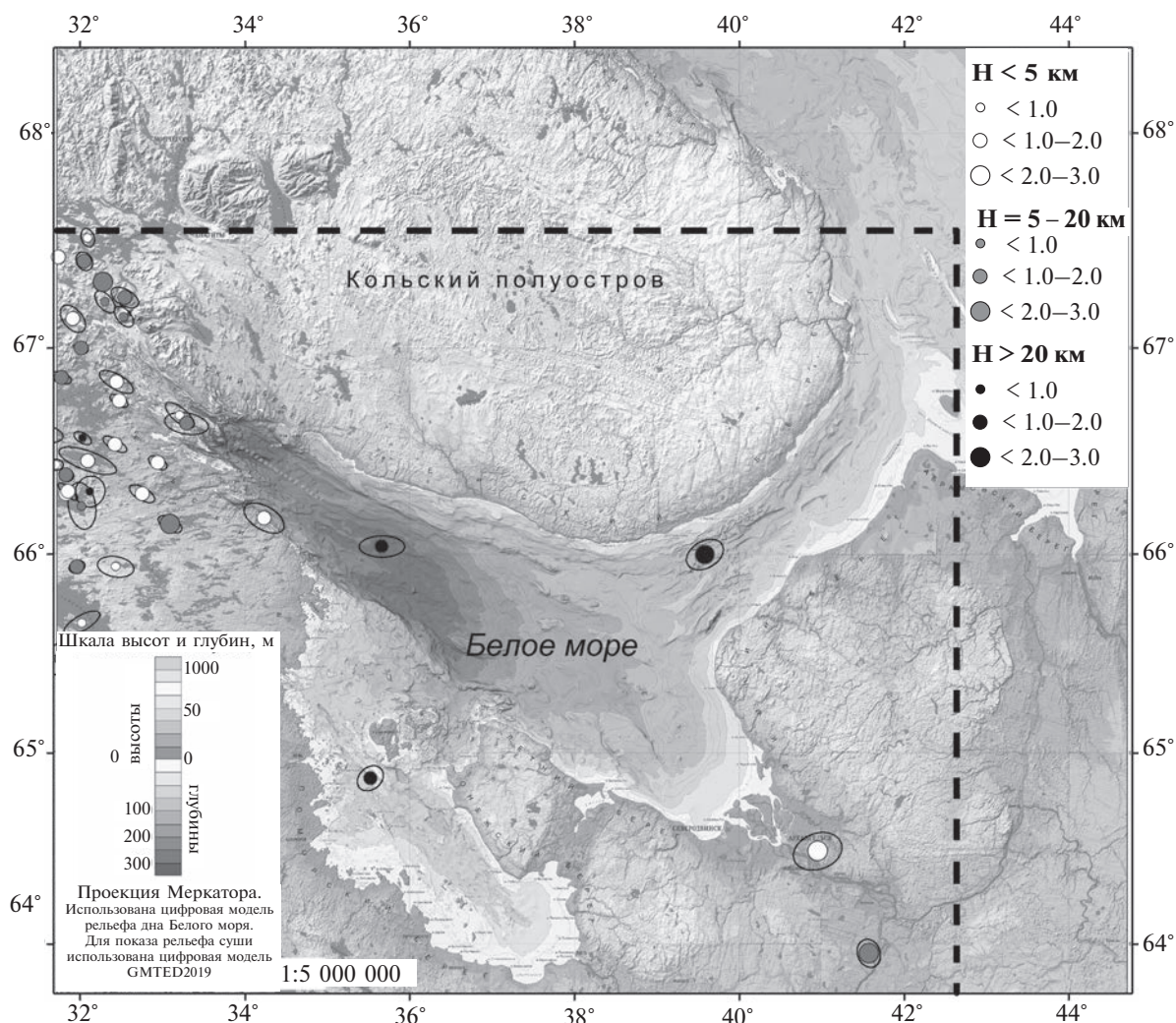


Рис. 5. Карта уточненных эпицентров землетрясений для Беломорского региона с эллипсами ошибок. В легенде справа дана классификация землетрясений по глубине очага (H) и магнитуде (размер кружка). Пунктирной линией показан район исследования.

активность восточной и центральной частей (см. рис. 5).

В западной части Беломорского региона большая часть эпицентров слабых событий (15 событий) в 2005–2016 гг. располагается не в пределах Кандалакшского грабена, а на суше к западу и юго-западу от него, и гипоцентры располагаются на глубине до 5 и до 20 км. При сравнении положения эпицентров обработанных землетрясений (с учетом эллипса ошибок каждого) с картой новейших и молодых морфоструктур Кандалакшского залива и его окрестностей (впервые выполненной на основе цифровой модели рельефа [Шварев и др., 2015]) можно обнаружить несколько примечательных соотношений (рис. 6). Эпицентры 10–11 событий соотносятся с разломами третьего порядка и восемь из них имеют мелкие очаги, т.е. отражают как бы “потрескивание” верхней части кристаллического

фундамента. В пределах акватории залива, т.е. самого Кандалакшского грабена, и только на его юго-западном борту, зафиксировано только три события, также с верхнекоровыми очагами и на больших расстояниях друг от друга. Их эпицентры лежат на линиях продольных, простирающихся в направлении СЗ–ЮВ разрывах по главному ограничению грабена. Вполне явно обнаруживается сейсмическое “молчание” за последние годы в пределах самого грабена, где фундамент густо раздроблен расколами разного порядка и ориентации. Не должно подвергаться сомнению, что явление это временное и может означать большую длительность периодов накопления напряжений и вероятность более сильных событий. Сопоставление с позицией выявленных палеосейсмодеформаций (см. рис. 6), так же как очагов землетрясений исторического периода, служит подтверждением этого тезиса.

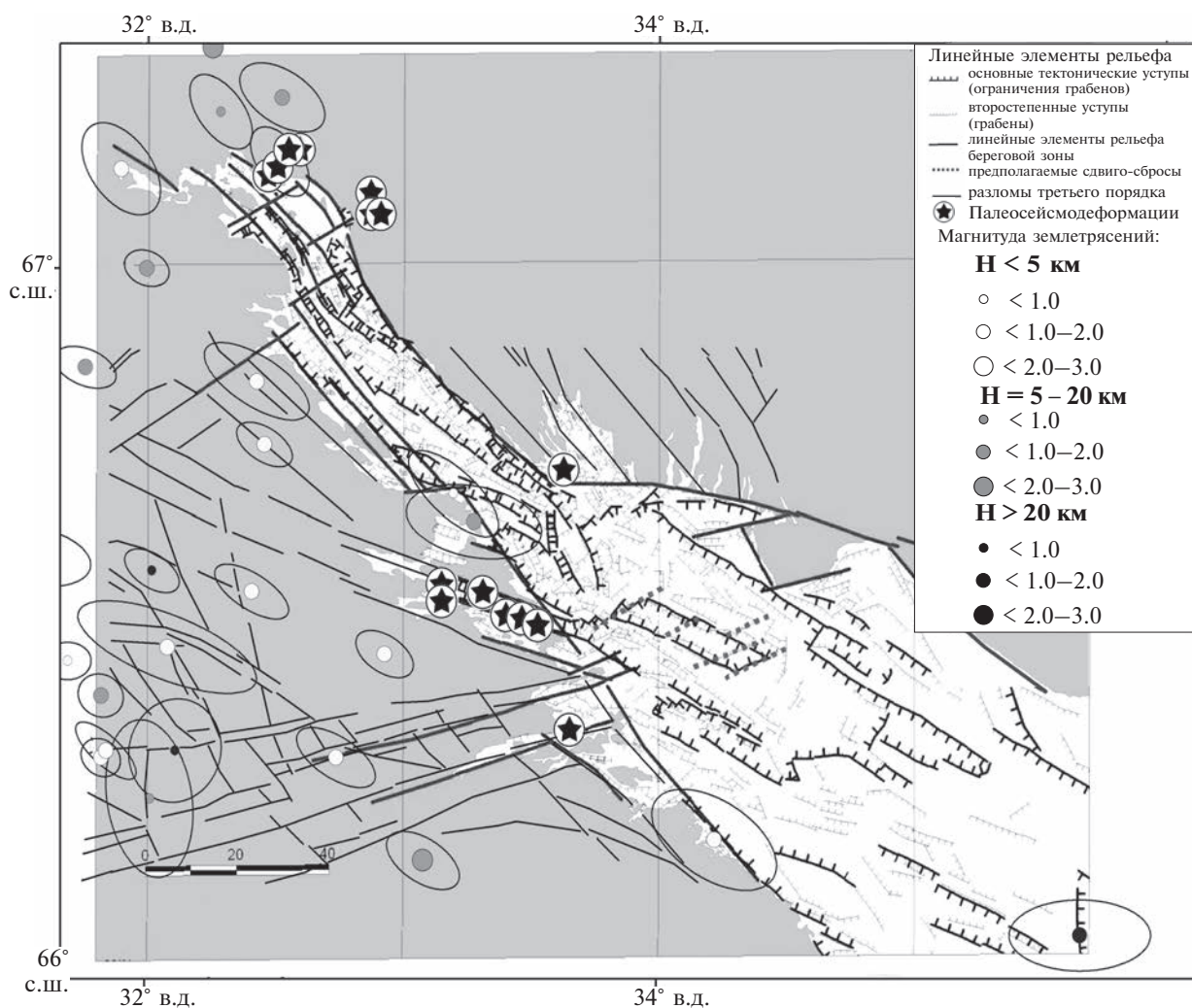


Рис. 6. Морфоструктурная схема дна и побережий Кандалакшского залива, составленная С.В. Шваревым по цифровой модели рельефа, в сопоставлении с сейсмическими проявлениями. В легенде справа дана классификация землетрясений по глубине очага (Н) и магнитуде (размер кружка).

Вряд ли будет ошибкой принять факт возникновения всего за 12 лет трех землетрясений точно на юго-западном борту Кандалакшского грабена на линии разлома длиной 190–200 км за признак разлома сейсмогенного.

В восточной части региона зарегистрировано два землетрясения в Беломорско-Двинском районе в 2005 и 2013 гг. и одно – в районе пролива Горло в 2006 г. Все землетрясения имеют магнитуду $M_L(HE)$ больше 2.0, что выделяет их среди остальных землетрясений. Факт возникновения землетрясения 2005 г., если его рассматривать совместно со сведениями о землетрясениях 1847 и 1935 гг., а также с землетрясениями 1970 и 1975 гг. [Никонов, 2013], может указывать на сейсмическую активность Беломорско-Двинского района. Эпицентры можно соотнести с системой крупных разломов, разграничивающих Архангельский выступ и Керецко-Пинежский рифт на северо-востоке и Онежско-Кандалакшский палеорифт на юго-западе (см. рис. 1).

Эпицентр землетрясения 2013 г. приурочен к разлому, ограничивающему Архангельский выступ и Онежско-Кандалакшский палеорифт. Примечательно, что активность этого разлома была показана ранее в работе [Юдахин и др., 2008] на основе регистрации эндогенного излучения. Вычисленный в работе [Морозов и др., 2016] фокальный механизм этого землетрясения полностью соотносится с выводами работы Л.А. Сим [Сим и др., 2011] о характерном для восточной части Балтийского щита региональном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении.

Эпицентр землетрясения 2006 г. в проливе Горло практически совпадает с эпицентром исторического землетрясения 1912 г. [Никонов, 2000]. Как видно, разрядка тектонических напряжений происходит и на поперечно-секущих (северо-восточных) разломных зонах.

В центральной части Беломорского региона слабые землетрясения за последние десять лет не зарегистрированы, как и за весь инструментальный период [Ассиновская, 2004].

Для каждого землетрясения были вычислены диапазоны возможных значений глубин их очагов с указанием глубин с максимальным значением рейтинговой функции (см. табл. 2). Для некоторых землетрясений интервалы возможных значений глубин довольно широкие, т.к. отсутствие станций на близких расстояниях от эпицентра, даже при хорошем азимутальном охвате сейсмическими станциями, не позволяет определить диапазон возможных глубин более точно. В итоге для землетрясений в Беломорском регионе характерны значения глубин очагов до 20 км. Для трех землетрясений, эпицентры

которых расположены непосредственно в акватории Белого моря, и двух землетрясений в Карелии значения глубины очага более 20 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное авторами исследование позволило получить следующие результаты.

Создан уточненный каталог землетрясений Беломорского региона за период с 2005 по 2016 гг. Уточнение параметров очагов производилось с использованием единой скоростной модели BARENTS, единого методического подхода (Generalized Beamforming) и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций. На примере локализации двух ядерных взрывов 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г., произведенных на севере Европейской части России, показана эффективность алгоритма расчета параметров гипоцентра и скоростной модели BARENTS.

Современная сейсмичность Беломорского региона проявляется в виде землетрясений небольшой магнитуды. Распределение эпицентров зарегистрированных землетрясений вполне соответствуют выявленным ранее закономерностям, а именно повышенная сейсмическая активность западной части бассейна и слабая активность восточной и центральной частей.

В западной части Беломорского региона большинство эпицентров располагается не в пределах Кандалакшского грабена, а на суше к западу и юго-западу от него с гипоцентрами на глубине до 5 и до 20 км. В пределах самого Кандалакшского грабена, и только на его юго-западном борту, зафиксировано только три землетрясения с верхнекоровыми очагами и на больших расстояниях друг от друга.

В восточной части региона зарегистрировано два землетрясения в Беломорско-Двинском районе в 2005 и 2013 гг. и одно – в районе пролива Горло в 2006 г. В центральной части Беломорского региона слабые землетрясения за последние десять лет не зарегистрированы.

Для землетрясений в Беломорском регионе характерны значения глубин очагов до 20 км. Для трех землетрясений, эпицентры которых расположены непосредственно в акватории Белого моря, и двух землетрясений в Карелии значения глубины более 20 км.

Полученные в статье результаты углубляют наши знания о проявлении современной сейсмичности в Беломорском регионе. Использование единой скоростной модели, единого методического подхода и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и за-

рубежных сейсмических станций позволило определить параметры очагов землетрясений с наибольшей достоверностью. Суммируя полученные заново сведения, можно рассчитывать, что при достигнутом уровне точности локализации накопление сейсмических данных обещает дать более определенные выводы о предопределенности пространственного возникновения землетрясений и сейсмическом режиме в регионе.

ВЫРАЖЕНИЕ ПРИЗНАТЕЛЬНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность сотруднику ФИЦ ЕГС РАН В.В. Карпинскому за безвозмездно предоставленный архив цифровых записей станций ВУВ, VAL. Благодарим заведующую лабораторией сейсмологии ФГБУН ФИЦКИА РАН к.т.н. Г.Н. Антоновскую за создание благоприятных условий для проведения научных исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования по уточнению параметров гипоцентров землетрясений выполнены в рамках темы НИР “Развитие сейсмических методов для прогнозирования и уменьшения последствий природных и техногенных катастроф в Западном арктическом секторе Российской Федерации” (№ гос. регистрации АААА-А18-118012490072-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Асминг В.Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-Западного региона / Автореф. дисс. ... кандидата физ.-мат. наук. М.: ИДГ РАН, 2004. 25 с.

Ассиновская Б.А. Инструментальные данные о землетрясениях Карельского региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 213–229.

Балуев А.С. Континентальный рифтогенез севера Восточно-Европейской платформы в неогене: геология, история развития, сравнительный анализ / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М., 2013. 49 с.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий” масштаба 1:1500000). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77–83.

Морозов А.Н., Ваганова Н.В. Годографы сейсмических волн для Севера Русской плиты по данным Архангельской сейсмической сети // Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 48–51.

Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Конечная Я.В. Тектонические землетрясения 22.10.2005 и 28.03.2013 гг. на севере Русской плиты // Физика Земли. 2016. № 4. С. 52–66.

Никонов А.А. Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Спец. выпуск 13. С. 42–49.

Никонов А.А. Землетрясения Севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) // Геодинамика и техногенез // Материалы Всеросс. совещания. Ярославль, 2000. С. 118–119.

Никонов А.А. Исторические землетрясения // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 192–213.

Никонов А.А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. 2010. № 3. С. 79–96.

Никонов А.А. Небывалое бедствие в селе Кашкаранцы // Природа. 2015. № 1. С. 51–55.

Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 465–469.

Никонов А.А., Субетто Д.А. Историческое цунами на Соловецких островах // Известия Русского географического общества. 2007. Т. 139. №. 6. С. 24–30.

Никонов А.А., Шварев С.В. Голоценовая тектоническая активность и сейсмичность Беломорского бассейна // Тезисы доклада на заседании Палеосейсмологического семинара ИФЗ РАН от 16 декабря 2013 г. Режим доступа – <http://www.ifz.ru/fundamental/tektonicheskaja-aktivnost-belomorskogo-basseina/> (дата обращения: 11.05.2017).

Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. № 3. С. 219–243.

Шаров Н.В., Бекетова Е.Б., Матвеева Т.С. и др. Сейсмичность Карелии // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукина. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 193–207.

Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: тезисы докл. Всеросс. конференции VII Шукинские чтения. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 199–202.

Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 129 с.

Юдахин Ф.Н., Французова В.И. О необходимости создания сети сейсмического мониторинга в северных

регионах России // Вестник УрО РАН. Екатеринбург. 2006. № 2(16). С. 25–35.

Asming V., Prokudina A. System for automatic detection and location of seismic events for arbitrary seismic station configuration NSDL. ESC 2016-373, 35th General Assembly of the European Seismological Commission. 2016.

Asming V.E., Kremenetskaya E.O. Study of applicability of P/S ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, observed characteristics of regional seismic phases and implications for P/S discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2002. V. 159(4). P. 701–719. Institute of Seismology (University of Helsinki) [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.helsinki.fi/geo/seismo/> (дата обращения: 10.05.2017).

International Seismological Centre (ISC) [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk/> (дата обращения: 10.05.2017).

Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105(2). P. 429–465.

Kremenetskaya E., Asming V., Jevtjugina Z., Ringdal F. Study of Regional Surface Waves and Frequency-dependent

Ms:mb Discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2002. V. 159. P. 721–733.

Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2001. V. 158(1). P. 117–128.

Ringdal F., Kremenetskaya E., Asming V. Observed Characteristics of Regional Seismic Phases and Implications for P/S Discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2002. V. 159. P. 701–719.

Ringdal F., Kværna T. A multi-channel processing approach to real time network detection, phase association, and threshold monitoring // Bulletin of the Seismological Society of America. 1989. V. 79(6). P. 1927–1940.

Schweitzer J., Kennett B.L. Comparison of location procedures: The Kara Sea event of 16 August 1997 // Bull. Seismol. Soc. Am. 2007. V. 97(2). P. 389–400.

Tatevossian R. E., Mäntyniemi P., Tatevossian T. N. On the earthquakes in the Northern Baltic Shield in the spring of 1626 // Natural Hazards. 2011. V. 57(2). P. 133–150.

Yang X., North R., Romney C. Worldwide nuclear explosions // International geophysics series. 2003. V. 81(B). P. 1595–1600.

THE PRESENT-DAY SEISMICITY OF THE WHITE SEA REGION

A. N. Morozov^{1, 2, *}, N. V. Vaganova¹, V. E. Asming^{3, **}, A. A. Nikonov^{4, *}, N. V. Sharov^{5, ****}, Ya. V. Konechnaya^{1, 2}, Ya. A. Mikhailova¹, and Z. A. Evtuykhina³**

¹*N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Russian Academy of Sciences, Naberezhnaya Severnoi Dviny, 23, Arkhangelsk, 163000 Russia*

²*Sector of Seismic Monitoring of the Northern Russian Plate, Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences,*

Naberezhnaya Severnoi Dviny, 109, Arkhangelsk, 163000 Russia

³*Kola Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, ul. Fersmana, 14, Apatity, Murmansk Region, 184209 Russia*

⁴*Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, ul. B. Gruzinskaya, 10, str. 1, Moscow, 123242 Russia*

⁵*Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, ul. Pushkinskaya, 11, Petrozavodsk, Republic of Karelia, 185035 Russia*

**e-mail: morozovalexey@yandex.ru*

***e-mail: asmingve@mail.ru*

****e-mail: nikonov@ifz.ru*

*****e-mail: sharov@krc.karelia.ru*

Received August 15, 2017

A revised earthquake catalog has been compiled for the White Sea region for the period between 2005 and 2016. The earthquake parameters were revised using a single velocity model (BARENTS), a single methodological approach (Generalized Beamforming), and all available raw data and bulletins of Russian and foreign seismic stations. The location of two nuclear explosions detonated on July 18, 1985 and September 6, 1988 in northern European Russia for civilian purposes showed that the algorithm for calculating hypocenter parameters combined with the BARENTS velocity model is an effective tool. The resulting earthquake catalog enabled us to reveal the leading patterns in the distribution of recent seismicity in the White Sea region.

Key words: White Sea region, the present-day seismicity, revised earthquake catalog.