-

\_

# Номер 2, 2022

Связь поверхностных геолого-геофизических характеристик с глубинным строением Срединно-Атлантического хребта по данным сейсмотомографии С. Ю. Соколов, К. О. Добролюбова, Н. Н. Турко	3
Геологическое строение архипелага Новая Земля (Запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева, Р. А. Щеколдин, В. Ф. Ильин, Е. А. Гусев, А. А. Крылов, Д. А. Горбунов	21
Глубинное строение и геодинамика Черноморско-Каспийского региона Н. И. Павленкова, Т. П. Егорова, Е. П. Баранова, Г. А. Павленкова	58
Гранитоиды Конгинской магматической зоны Омолонского массива (Северо-Восток России): состав пород, возраст и геодинамическая обстановка формирования А. Н. Глухов, А. Б. Котов, В. В. Прийменко, Е. Б. Сальникова, А. А. Иванова, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко	81
Анализ сейсмотектонической активности глубинных разломов с использованием метода определения сейсмогенерирующих зон: оценка зон сейсмической опасности территории Азербайджана	0.5
Т. Я. Маммадли	95

\_

\_

## Vol. 56, no. 2, 2022

\_

Relationships of Surface Geological and Geophysical Characteristics with Deep Structure of the Mid-Atlantic Ridge According to the Seismic Tomography Data <i>S. Yu. Sokolov, K. O. Dobrolyubova, N. N. Turko</i>	3
Geological Structure of the Archipelago Novaya Zemlya (West of Russian Arctic) and Tectonics of the Eurasian Arctic	
E. A. Korago, G. N. Kovaleva, R. A. Schekoldin, V. F. Il'in, E. A. Gusev, A. A. Krylov, D. A. Gorbunov	21
Deep Structure and Geodynamics of the Black Sea-Caspian Region N. I. Pavlenkova, T. P. Yegorova, E. P. Baranova, G. A. Pavlenkova	58
<ul> <li>Granitoids of the Kongin Magmatic Zone of the Omolon Massif (Northeast of Russia):</li> <li>Rock Composition, Age and Geodynamic Setting</li> <li>A. N. Glulkhov, A. B. Kotov, V. V. Priymenko, E. B. Sal'nikova,</li> <li>A. A. Ivanova, Yu. V. Plotkina, A. M. Fedoseenko</li> </ul>	81
Using the Method of Determining Seismogenic Zones for Analysis of Seismotectonic Activity of Deep Faults: Assessment of Seismic Hazard (Territory of Azerbaijan) <i>T. Y. Mammadli</i>	95

УДК 551.24

## СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

© 2022 г. С. Ю. Соколов<sup>1,</sup> \*, К. О. Добролюбова<sup>1</sup>, Н. Н. Турко<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

\*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.08.2021 г. После доработки 11.02.2022 г. Принята к публикации 28.02.2022 г.

Ретроспективный анализ сейсмотомографических моделей разной детальности вдоль Срединно-Атлантического хребта (САХ) показал, что мантийные неоднородности, отображаемые вариацией скоростей сейсмических волн в моделях невысокой детальности, выглялят больше своих истинных размеров, определяемым по более детальным современным моделям. Они также подтверждают факт наличия в мантии Атлантики двух разных видов апвеллинга – активного плюмового апвеллинга, имеюшего импульсный характер, и пассивного осевого апвеллинга, возникшего как отклик на образование пространства при расхождении литосферных плит. Структура мантийных скоростных и плотностных неоднородностей, определяемых по низкочастотным аномалиям силы тяжести и ее редукциями, имеет непротиворечивую интерпретацию, основанную на термальном состоянии мантии. Детальные модели скоростей под САХ могут служить основой для сопоставления с геохимическими характеристиками базальтов. Распад единой осевой томографической аномалии в детальных моделях на цепочку вертикальных линз в условиях медленного спрединга соответствует геохимическим данным о дискретном проявлении вдоль САХ базальтов разных ассоциаций. Разрез атрибута δ(V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub>) вдоль САХ в мантии над уровнем ~700 км содержит "холодные" линзы мощностью 200-300 км, с которыми имеют пространственную связь следующие структурные и тектонические явления: (i) трансформные разломы с максимальным субширотным смещением рифта; (ii) геохимическая сегментация CAX; (iii) модуляция общих длин трансформных разломов с повышенными значениями над "холодными" линзами; (iv) особенности асимметрии полускоростей спрединга, которая сводится к нулю над "холодными" линзами и достигает максимальных значений между "холодными" линзами. "Холодные" линзы мантии на средней глубине ~500 км и соответствующие им литосферные геофизические характеристики являются фоновым состоянием, а области над "горячими" сегментами являются нарушениями, возникающими в местах ответвлений плюмов. Неоднородные значения скоростей спрединга могут приводить к перемещениям блоков внутри крупных плит и тектоническим деформациям внутриплитного пространства. Вдоль изохроны 4 млн лет в северном полушарии полускорости спрединга на восточном фланге САХ превышают значения полускоростей на западном фланге. В южном полушарии картина обратная, что указывает на вероятное влияние эффектов ротации Земли на геодинамические процессы вдоль САХ. На фоне общего тренда существуют локальные зоны инверсии преобладания увеличенных скоростей с западного фланга САХ на преобладание скоростей на восточном фланге и, наоборот, инверсии преобладания скоростей с восточного фланга на западный как в северном, так и южном полушариях. Главные демаркационные разломы Атлантики отличаются по сейсмическим событиям максимальным энерговыделением, они расположены около "холодных" мантийных линз и контрастного латерального перехода к "горячим" областям. Распределение суммарного момента в интервалах глубин 0-13 и 13-35 км имеет также менее интенсивные экстремумы около ветвей плюмов с преимущественно коровым положением очагов. По сравнению со сдвиговыми зонами сейсмичность вдоль основного пространства САХ, связанная со стандартным базальтовым магматизмом, имеет фоновый характер и не вносит существенного вклада в суммарный выделившийся сейсмический момент по сравнению со сдвиговыми зонами.

*Ключевые слова:* сейсмотомография, геолого-геофизические данные, сейсмичность, Срединно-Атлантический хребет (САХ), неоднородности мантии, рельеф, сила тяжести, базальты, трансформные разломы

DOI: 10.31857/S0016853X22020060



**Рис. 1.** Горизонтальный срез вариаций сейсмических скоростей  $\delta V_s$  объемной томографической модели SL2013sv, по [47], на глубине 100 км.

Шаг изолиний – 2%.

Показано: ось Срединно-Атлантического хребта, вдоль которой построены разрезы (жирная линия); система срединно-океанических хребтов и очертания континентов (тонкие линии); положение горячих точек (черные точки), по [26].

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Важнейшим для понимания глубинной геодинамики Земли открытием стала система восходящих мантийных плюмов, обнаруженная по данным сейсмотомографии в конце 1970-х годов. Результатом применения данного метода является получение объемных моделей распределения скоростей распространения сейсмических продольных (P) и поперечных (S) волн в теле Земли от естественных источников - землетрясений. Одним из первых опытов применения времен пробега от сильных сейсмических событий для реконструкций латеральных скоростных неоднородностей в мантии является работа [1] в пределах профиля Памир-Байкал. Развитие мировой сейсмологической сети и доступ к огромному массиву данных породил сейсмотомографию как новый вид глобальных исследований мантии Земли, для которой пионерской считается работа [30]. В сейсмотомографии осуществляется подбор латеральных вариаций скоростей в мантии  $\delta V$ относительно средних значений таким образом, чтобы минимизировать невязки времен пробега, рассчитываемые как разность измеренного времени вступления волны и теоретического на основе радиально симметричной скоростной модели первого приближения.

Сейсмотомографические модели отражают геодинамическое состояние мантийного пространства и его реологию [33]. Полученные вариации  $\delta V$  отрицательного знака интерпретируются, как правило, как следствие прогретого и частично расплавленного состояния недр, при котором локальные скорости падают. Вариации  $\delta V$  положительного знака интерпретируются как холодное вещество древних кратонов или как субдуцирующие от дуговых зон плиты – слэбы. Данная интерпретация δV, называемая условно "термальной", является общепринятой. В сравнительном обзоре различных моделей мантии [23] именно этот подход показан как базовый для большинства исследователей. Отметим, что кроме "термального", существуют еще "вещественный" механизм образования вариаций бИ и "тензочувствительность среды" [14], но в настоящее время их использование для интерпретации мантийных неоднородностей под океаном не является основным.

Главные открытия глобальной сейсмотомографии состоят в следующем. По S-волнам для поверхностного слоя Земли выявлена система отрицательных аномалий, связанных со срединными океаническими хребтами и горячими точками, являющимися локальными внутриплитными выходами ветвей плюмов на поверхность (рис. 1).



**Рис. 2.** Объемное распределение вариаций сейсмических скоростей  $\delta V_s$  томографической модели NGRAND 31 порядка (по [23, 27]) на блок-диаграмме по трем взаимно-перпендикулярным сечениям над границей раздела мантия—ядро (2770 км), меридиональному (32° в.д.) и широтному (30° с.ш.). Вертикальный масштаб увеличен в 6 раз по сравнению с горизонтальным масштабом.

Кратоны представлены ровным положительным полем  $\delta V_s$ , кроме районов выхода горячих точек (например, в Восточной Африке). Обзор объемного распределения вариаций скоростей показывает, что полученная картина отличается от ожидаемой схемы с восходящими потоками по границам конвективных ячеек под срединноокеаническими хребтами (рис. 2). На глубинах свыше 300 км система срединно-океанических хребтов в поле  $\delta V_s$  распадается, и проследить наличие единой аномалии, связанной с восходяшим конвективным потоком в дивергентной зоне Земли не представляется возможным. По мнению Д. Андерсона [21], этот факт достоверно выявлялся по данным сейсмотомографии в конце 1980-х годов. Срединно-океанические хребты рассматриваются как структуры. возникшие в результате пассивной реакции на расхождение плит, но не как маркер восходящих глубинных мантийных потоков по границам конвективных ячеек [21]. На горизонтальном сечении наблюдаются интенсивные изолированные аномалии, являющиеся корнями Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, корни суперплюмов начина-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

ются от границы мантия—ядро и поднимаются к поверхности в виде более мелких дискретных ответвлений (см. рис. 2). Эти ответвления на поверхности формируют "горячие" точки и в ряде случаев накладываются на срединно-океанические хребты, имея глубокие корни, например в Исландии (см. рис. 1). Исследователями неоднократно подчеркивалось наличие привязки приповерхностных ответвлений суперплюмов в плане к внешнему контуру периферии их корней [26] (см. рис. 2).

Главное, что показывает первичный анализ термальных "горячих" аномалий, заключается в отсутствии непрерывных, замкнутых в ячейку под дивергентными границами аномалий, восходящих от границы ядро—мантия до поверхности. Непрерывные аномалии под срединно-океаническими хребтами отрицательного знака на данных конца 1990-х годов не прослеживаются глубже 300 км [23, 27, 47] (см. рис. 1, см. рис. 2). Существует возможность перетока ветвей Тихоокеанского суперплюма под Срединно-Атлантический хребет (САХ) (см. рис. 2). По новым данным Lebedev с соавт. [40] осевая отрицательная аномалия скорости не прослеживается глубже 200 км, что приближает положение ее подошвы к глубинам солидуса под осью САХ, на которых начинаются процессы, формирующие аномалии сейсмических скоростей. Аномалии, связанные с суперплюмами, имеют форму восходящих к поверхности и ветвящихся колонн, которые по пространственному положению не совпадают с классическими дивергентными границами плит. Данный вид теплопереноса от низов мантии к ее верхним частям, безусловно, является частью тепловой машины, которая функционирует совсем не так, как предполагалось до появления сейсмотомографического метода. Одним из способов адаптации конвекционной модели к реальности является введение стационарной двухъярусной термической конвекции [11]. При этом получает объяснение структура суперплюмов от ядра до глубин ~700 км, а для верхней части мантии предполагается отдельный ярус с конвекционными явлениями, получающий накачку от нижнего яруса. В верхнем ярусе для обеспечения движения плит должен действовать механизм конвективных валиков [7], но практически в океанической части разреза при существующем разрешении метода его признаков не наблюдается.

Таким образом, зона САХ никак не представлена глубокой аномалией прогретого вещества, сопоставимой по масштабу с глубиной мантии и являющейся генератором дрейфа плит (см. рис. 2). Сопоставимыми аномалиями являются ветви суперплюмов, но они точечно проплавляют литосферу, создавая ослабленные области и цепочки вулканических построек, и не определяются как источник движения плит. Для горячей точки островов Зеленого Мыса Африканская плита является "заякоренной" на крупную ветвь Африканского суперплюма, и магматизм в этой системе формирует немигрирующие в пространстве вулканические постройки с верхнего мела [12] (см. рис. 2). В случае особо крупных размеров верхних частей суперплюмов формируются локальные течения, способные осуществлять значительный латеральный перенос литосферных блоков, но не плит [19]. Затягивание субдуцируемой плиты для Атлантики не актуально из-за отсутствия протяженных зон субдукции с падением от САХ, затягивание плит в которые могло бы быть механизмом раскрытия этого океана. Астеносферное течение, также как и проявления течений в других оболочках, должно создавать хорошо распознаваемый динамический рельеф, увязанный с САХ. Однако, по данным М.К. Кабан с соавт. [37] динамический рельеф, являющийся частью остаточного рельефа, в котором удалено изостатическое влияние литосферных масс, увязан не столько с САХ, сколько с областями выхода ветвей плюмов на поверхность (Исландия, Азорские острова, район острова Буве).

С начала 1980-х годов метод сейсмотомографии интенсивно развивался за счет совершенствования сети сейсмологических регистрирующих станций и математического аппарата обработки данных. Это привело к непрерывному улучшению разрешающей способности метода по выделению скоростных неоднородностей в мантии. Параллельно с этим в сопоставлении с поверхностными данными развивалась интерпретация их генезиса и формировалась всесторонняя картина развития тектонических процессов и структурообразования, происходящего в тектоносфере всей Земли. Срединно-Атлантический хребет (САХ) как дивергентная граница между плитами, его обрамляющими, переходящая в Арктику, представляет особый интерес. Это наиболее изученный сегмент глобальной системы хребтов, в котором проявлены многие, характерные для областей формирования новой океанической коры, тектонические явления, включая наложение на САХ ветвей суперплюмов, существование которых было выявлено по данным сейсмотомографии. Также этот метод показал, что под САХ осевая отрицательная аномалия скоростей имеет переменную глубину, которая коррелирует с рядом геолого-геофизических характеристик.

Особенности тектогенеза вдоль САХ при наличии неглубокой мантийной неоднородности, выявленной по положению вдольосевой "горячей" томографической аномалии, рассматриваются в настоящей работе методом сопоставления и корреляции с ней поверхностных геолого-геофизических параметров различной природы. Нами также рассматривается эволюционный аспект представлений о зоне САХ и взаимосвязи глубинного строения с поверхностными данными. Показан современный взгляд на корреляцию этих данных с мантийными неоднородностями, доступными для изучения по сейсмотомографическим моделям мантии Земли.

### РАЗВИТИЕ ДЕТАЛЬНОСТИ СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Детальность глобальных моделей скоростных вариаций в мантии зависит от числа используемых сферических гармоник для спектрального представления поля скоростных вариаций. Первые модели в 70-ые и 80-ые годы содержали гармоники до 12-го и 16-го порядка. На рубеже 2000-х годов для глобальной картины вариаций использовались модели 31-го порядка. Для современных региональных моделей используются гармоники более высоких порядков [8] или значения параметризации в 3–6 раз более детальные. Получение региональных моделей эффективно в высокосейсмичных районах с плотной сейсмологической сетью, например, вдоль тихоокеанских



**Рис. 3.** Сейсмотомографический разрез мантии ортогонально Срединно-Атлантическому хребту в Северной Атлантике, рассчитанный по данным модели SP12RTS-S (по [38, 45]), содержащей сферические гармоники 12 порядка. Для построения разреза использовалась программа SubMachine [36].

зон субдукции. Для анализа мантийных неоднородностей вдоль САХ используются в основном глобальные модели.

Первые работы по сейсмической томографии мантии, содержащие 3D модели скоростных вариаций с детальностью до гармоник 12 порядка, появившиеся в конце 1980-х годов [31, 50], показывали осевую отрицательную аномалию срединно-океанических хребтов до глубин 400-670 км. В моделях с гармониками до 8 порядка [44] обнаруживалась значительная неопределенность в вариациях скоростей в средней мантии от 900 до 1800 км, что предлагалось интерпретировать как следствие широкомасштабных конвекционных процессов, охватывающих всю мантию. Тем не менее, 3D визуализация этих моделей показывала, что отрицательные аномалии под системой срединно-океанических хребтов в данном разрешении начинают обособляться и, вероятно, не имеют более глубоких корней. Современные 3D модели с детальностью до 12 порядка, используемые уже в качестве первого приближения для расчета вариаций скоростей вместо радиально симметричной модели PREM, показывают, как выглядит мантийное пространство в данном ограничении по детальности [32, 38, 45] (рис. 3). Отрицательная аномалия под САХ имеет глубину минимум до 400 км. Глубже она также прослеживается в виде линзы между разделами 400 и 670 км. Разрез через Северную Атлантику по данным модели SP12RTS-S может быть интерпретирован

двояко (см. рис. 3). С одной стороны глубже границы 670 км выявлена "горячая" отрицательная аномалия до границы мантия—ядро, которая может быть связана с восхождением вещества по контуру конвективной ячейки. С другой стороны сейчас уже известно, что эта аномалия является ограниченной в пространстве ветвью Африканского плюма, но вследствие низкого разрешения модели разделить эти аномалии крайне сложно (см. рис. 2).

В начале 1990-х годов отсутствие глубоких корней у отрицательных аномалий срединноокеанических хребтов дало повод для нового развития подходов к глубинной геодинамике мантии [21]. Тем не менее, поскольку основные результаты были выражены моделями с низкой детальностью, при которой происходит завышение реальных размеров мантийных неоднородностей, по-прежнему превалировала точка зрения на их структуру, как на отражение общемантийной конвекции [48]. Анализ индивидуальных особенностей аномалий скоростей в районах Исландской и Афарской ветвей Африканского суперплюма по моделям различной детальности показал, что идет четкое пространственное обособление ветвей плюмов, неглубоких осевых аномалий САХ и слэбов, как главных объектов термальной структуры мантии [45, 49]. При этом, система конвективных ячеек среди них отсутствует. Связь поверхностных геодинамических процессов, проявленных в геолого-геофизиче-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022



Рис. 4. Корреляция геофизических полей вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (по данным [42], с изменениями и дополнениями).

Положение разреза вдоль Срединно-Атлантического хребта показано на рис. 1.

1 – аномалия силы тяжести в свободном воздухе (редукция Фая) по данным спутниковой альтиметрии, по [46]; 2 – аномалии Буге; 3 – разрез вариаций скоростей поперечных волн по данным сейсмотомографической модели RG5.5 (по [54]) в верхней мантии (0–500 км)

ских характеристиках, с глубинным реологическим состоянием мантии и привязка к нему динамического рельефа поверхности, скорректированного за изостатические эффекты, является доказанной [33].

Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль САХ с томографическими данными, отражающими реологическое состояние верхней мантии, как подход для геодинамического междисциплинарного изучения структуры является весьма эффективным. Одним из первых этот подход применил Э. Бонатти [3], который, при сравнении структурных особенностей осевой части Атлантики с данными сейсмотомографии, выявил, что крупные разломные зоны с длиной активной части >200 км сопряжены в пространстве с "холодными" блоками верхней мантии. Были выдвинуты две версии этого факта:

 охлаждение мантии через макротрещиноватую среду;

 исходное присутствие долгоживущих "холодных" блоков, по границам которых возникают крупные разломные зоны.

В результате анализа всех приведенных данных был сделан вывод в пользу второй версии. Для получения этого результата использовался сейсмотомографический разрез вдоль САХ по модели RG5.5 с параметризацией на ячейках 5° × × 5° [54]. Это позволило определить холодные зоны в экваториальном сегменте и на широтах примерно  $\pm 50^{\circ}$ . Модель RG5.5 явилась большим достижением по детальности, - обрабатывались гармоники до 36 порядка, но не на всю глубину мантии, а только до 500 км (рис. 4). Детальность в зоне САХ для вариаций скоростей S-волн была дополнена использованием данных о фазовых и групповых скоростях поверхностных волн, что обеспечило качественный скачок для моделей этого типа в районах с несильной сейсмичностью и низкой плотностью сейсмологической сети. На разрезе вдоль САХ видно, что осевая аномалия не опускается глубже 300 км и в местах наложения на нее ветвей Африканского суперплюма – Исландия, Азорские острова и Тристан-да-Кунья глубина подошвы осевой аномалии больше чем в среднем по разрезу (см. рис. 4, аномалия 3). Полученная модель позволила прийти к важнейшему заключению, что под осью САХ и в плюмах происходит два разных вида апвеллинга – активный плюмовый и пассивный осевой, возникающий как отклик на растяжение и уменьшение литостатического давления при расхождении литосферных плит [54]. Однако источники движения плит обсуждаются исследователями в наши дни и, судя по возникшей в современной литературе дискуссии [25], обсуждение до сих пор открыто.

На разрезе отчетливо видны три минимума, соответствующие наложению ветвей плюмов (см.



**Рис. 5.** Разрез  $\delta V_{\rm s}$  сейсмотомографической модели NGRAND через Южную Атлантику от поверхности до границы мантия—ядро (по данным [23, 27]).

Показано: положение разреза (на врезке); нулевая изолиния (пунктир); изолинии проведены с шагом 0.5%; изолинии ±0.5%, отсекающие фоновые значения для использованных данных, даны увеличенной толщиной.

рис. 4, аномалия 3). Вариации сейсмических скоростей определяют вариации плотностей в мантии и. соответственно, вариации поля силы тяжести на поверхности. Сопоставление разреза с данными гравитационных аномалий в свободном воздухе и аномалий Буге показывает, что низкочастотные компоненты этих полей по положению протяженных аномальных зон совпадают с минимумами сейсмотомографического разреза, представленными зонами разуплотненной мантии (см. рис. 4, аномалии 1, 2). Области с прогретым и разуплотненным веществом в аномалиях Буге отображены минимумами, которые тем глубже, чем более глубокие корни имеют аномальные зоны в мантии. Поскольку в этих зонах продуктивность магматизма особенно высока, формируемый базальтовыми излияниями рельеф имеет повышенное значение и отображается в гравитационном поле в свободном воздухе максимумами. Таким образом, геофизические характеристики, полученные вдоль САХ на уровне

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

протяженных (>500 км) аномальных зон разреза, имеют противофазное поведение и непротиворечивую физически обоснованную интерпретацию за счет реологического состояния мантии, выявляемого по сейсмотомографии (см. рис. 4, аномалии 1, 2). Конфигурация отрицательных томографических аномалий в северном сегменте САХ имеет форму ответвлений от глубинного канала, направленных на юг, и указывает на вдольосевое перетекание прогретых масс. Это подтверждается данными о южной миграции Азорского плюма [24, 29].

В конце 1990-х годов появилась модель скоростных вариаций в мантии NGRAND с детальностью до гармоник 31 порядка, рассчитанная уже на всю ее глубину [23, 27]. В нашем исследовании приведен разрез, построенный по этой модели (рис. 5). Глубина осевой аномалии САХ, также как и в модели RG5.5, имеет значение не более 300 км. При этом на всем пространстве мантии до границы с ядром предельно четко видно разделе-

ние аномальных "горячих" зон по типам апвеллинга на пассивный осевой, не имеющий глубоких корней. и активный плюмовый, — это разделение аномальных "горячих" зон по типам апвеллинга является важнейшим результатом для формирования концепции глубинной геодинамики [54]. Положение разреза выбрано в южном сегменте САХ, который является одним из классических для иллюстрации теории тектоники плит, на разрезе видна ветвь Африканского суперплюма, поднимающаяся к поверхности со смещением на восток (см. рис. 5). С холодной перемычкой от 700 до 400 км она доходит до поверхности и проявлена формированием горячей точки Реюньон со значением аномалии почти -5%. Интересной особенностью разреза является наличие изолированных "горячих" аномалий в диапазоне глубин от 1000 до 1600 км, которые симметричны относительно САХ к локальным аномалиям в пределах ветви суперплюма в том же интервале глубин (см. рис. 5). Для возможной интерпретации этой картины теоретически можно было бы использовать механизм захвата литосферой в зоне САХ верхушки ветви суперплюма и ее растаскивания в стороны от САХ при дрейфе плит по аналогии с сегментом в районе островов Зеленого Мыса и разлома Кейн [12]. Но в данном случае симметричные аномалии расположены глубоко и пришлось бы считать вовлеченными в горизонтальное движение слишком большие объемы мантии. Более реалистичным объяснением является то, что эти аномалии к западу от САХ появились при пересечении плоскостью разреза какой-либо восточной ветви Тихоокеанского плюма. Симметричное расположение минимумов в пределах ветвей указывает на то, что интенсивность подъема прогретого вещества вверх по ветви плюма носит импульсный характер, который является практически синхронным для других ответвлений суперплюмов по всей Земле [17, 20].

Новый класс моделей, появившихся в 2000-х гг., обладает большей разрешающей способностью по сравнению с предшествующими аналогами. Модель МІТР08 имеет переменное разрешение и размер пространственного дискрета в районах с сильной сейсмичностью и более плотной сейсмологической сетью доходит до 50 км как в вертикальном так и горизонтальном направлениях [41]. Эта модель рассчитана по Р-волнам и в океанических областях, где сейсмичность на порядок ниже, чем в зонах субдукции и континентальных коллизионных поясах, ее разрешение мало отличается от моделей 1990-х гг.

Модель SL2013sv рассчитана по S-волнам для верхних 700 км мантии с использованием поверхностных волн в большом диапазоне периодов для получения дополнительной информации о скоростях S-волн в областях со сравнительно низкой сейсмичностью, в частности в районе CAX [47]. Эта модель показывает глубину "горячей" зоны под САХ, равную ~120 км, еще более приближенную к значению глубины солидуса [47]. Глубже осевая аномалия не прослеживается (рис. 6. разрез 2). Тем не менее, достоверные значения  $\delta V_s$ , определяемые по значению менее -1%, расположены на глубинах около 200 км. На глубинах 100-120 км расположены наиболее прогретые участки осевой аномалии со значением менее -5%, что вероятно указывает на наиболее продуктивные магматические сегменты САХ. Модель этого типа позволяет предпринять попытку сравнительного анализа новых данных сейсмической томографии с геохимическими параметрами, отражающими глубинные характеристики мантийного вещества, условия отделения расплавов, и геохимическую природу мантийных источников.

Л.В. Дмитриевым с соавт. [6] для данных закалочных стекол были рассчитаны в программе РЕТROLOG [28] значения давлений и соответствующих им глубин отделения магматических расплавов от мантийных источников магматизма САХ. Сопоставление полученных значений для плюмовой ассоциации базальтов с разрезом показывает, что конфигурация нижней границы облака точек имеет три области с явным заглублением, это – Исландская, Азорская и Южно-Атлантическая плюмовые аномалии (см. рис. 6, профиль 1). Они значимо коррелируют с формой подошвы отрицательной аномалии вдоль САХ, которая для S-волн указывает на разогретое и частично расплавленное состояние мантии. Сопоставление этих материалов показывает, что томографические модели верхней мантии современной детальности уже могут служить основой для сопоставления с геохимическими характеристиками и их прогноза в областях без опробования пород океанического фундамента. Глобальная модель SL2013sv является в настояший момент наиболее объективной для сопоставления реологического состояния мантии также с данными изотопии базальтов и перидотитов [51]. Холодные блоки мантии по модели SL2013sv оказываются приближенными к поверхности в тех же зонах, что и в ранней модели NGRAND но в области глубин 250-300 км (см. рис. 5). Также это указывает на то, что глубинная привязка получаемых выводов при работе с более детальными моделями может быть скорректирована вверх в зависимости от новых значений разрешающей способности. Это происходит вследствие того, что мантийные неоднородности фиксированного размера, отображаемые более длинноволновым полем, выглядят больше своих истинных размеров. Это постепенно корректируется по мере увеличения разрешения данных, что показано сопоставлением отображаемой глубины осевой аномалии САХ на моделях различной детальности.



**Рис. 6.** Распределение геохимических характеристик базальтов и сейсмических скоростей вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) от  $-55^{\circ}$  до  $80^{\circ}$  с.ш.

Положение разреза вдоль САХ показано на рис. 1.

I- глубины отделения расплавов базальтов плюмовой ассоциации TOP-1 вдоль оси CAX, по [6]; 2- разрез вариаций скоростей  $\delta V_{\rm s}$  модели SL2013sv вдоль оси CAX, по [47]

Несмотря на сложность расчета региональной модели вдоль САХ по мелкофокусным (не глубже 30 км) и слабым (магнитуды не более 4.0) сейсмическим событиям был создан алгоритм, позволяющий такие модели рассчитывать [39]. Первые результаты применения этого алгоритма к САХ показали, что он позволяет строить разрез вариаций скоростей Р-волн на регулярной сетке в первые десятки км до глубин 400 км в полосе ±500 км от срединного хребта [9]. Для Центрального сегмента САХ данные также показали, что осевая аномалия, видимая ранее как непрерывная зона отрицательных аномалий  $\delta V$ , в горизонтальном направлении распадается на серию субвертикальных линз от поверхности до глубин 200 км при ширине не более 50 км [9] (см. рис. 6, профиль 1). Увеличение детальности показывает, как на самом деле выглядят в поле скоростей прогретые и частично расплавленные области мантии под САХ, которые ранее, при их изучении методами с низким разрешением сливались в единую глубокую (до 700 км) отрицательную аномалию  $\delta V$ , согласно теории обусловленную общемантийной конвекцией. Распад единой осевой аномалии на цепочку вертикальных линз в условиях медленного спрединга соответствует геохимическим данным о дискретном проявлении вдоль САХ базальтов разных петрологических ассоциаций с разной глубиной отделения расплавов, которые перемешиваются при более быстром спрединге [5]. Подтверждение этому явлению по томографическим данным региональных моделей вдоль САХ, построенных по алгоритму, является в настоящее

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

время наиболее продвинутой реализацией данного метода для границ тектонических плит дивергентного типа с использованием слабых телесейсмических событий [39]. Более детальную структуру скоростных вариаций в районе САХ можно получить только по данным локальных расстановок донных сейсмических станций.

#### АНАЛИЗ ДАННЫХ ВДОЛЬ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (САХ)

#### Сопоставление данных

На основании описания эволюции томографических данных и их соответствия наблюдаемым на поверхности явлениям будем считать, что глубинные мантийные неоднородности из-за разности термального состояния являются главным источником геодинамических процессов. Они определяют конфигурацию основных тектонических элементов и скорости протекания спрединга. Для корреляции этих характеристик проведем их сопоставление с разрезом вариации отношения скоростей  $\delta(V_p/V_s)$ , рассчитанным по моделям NGRAND и HWE97p [7, 16, 23, 53] (рис. 7). Выбор этих моделей для расчета атрибута  $\delta(V_p/V_s)$ был обусловлен тем, что они по разным типам скоростей имели максимально возможную и одновременно сопоставимую детальность [16]. Эти условия необходимы для расчетов с делением одного параметра на другой во избежание появления артефактов. Выделены "холодные" аномалии верхней мантии вдоль САХ на средней глубине



Рис. 7. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (САХ), (по данным [16], с изменениями и дополнениями).

Изолинии атрибута даны через 0.01.

Показано: области минимальной асимметрии скоростей (прямоугольники серым); инверсные области с сильным преобладанием восточных полускоростей в южном полушарии и западных полускоростей в северном полушарии (элипсы); западный фланг САХ (сплошная линия); восточный фланг САХ (пунктирная линия); "холодные" аномалии верхней мантии Атлантики под осью САХ (круги пунктиром).

I – положение на оси САХ пересечений с наиболее крупными разломами и их названия; 2 – значения полускоростей спрединга (мм/год) вдоль изохроны 4 млн лет для западного и восточного флангов САХ, построенные по данным [43] с удаленным интервалом от 8° ю.ш. до 15° с.ш. из-за низкой достоверности полученных в нем значений; 3 – положение зон с минимальной асимметрией запад—восток полускоростей спрединга для районов с достоверной идентификацией линейных магнитных аномалий; 4 – положение пересечений трансформных разломов с САХ с размером символа, линейно пропорциональным общей длине с пассивными частями, и их огибающая, (по данным [15]); 5 – вариации атрибута  $\delta(V_p/V_s)$ , рассчитанные по сейсмотомографическим данным для Р- и S- волн, по [23, 27, 53]

~500 км для моделей 31 порядка, совпадающие в экваториальной и северной Атлантике с участками максимального субширотного смещения зоны САХ (см. рис. 1, (см. рис. 7, профиль 5, пунктир). Для атрибута  $\delta(V_p/V_s)$  эти аномалии имеют физический смысл зоны с минимальными значениями коэффициента Пуассона, при которых реологическое состояние среды максимально отличается от подвижного и эффективно жидкого в "горячей" осевой аномалии САХ до глубин 300 км или в зонах плюмов. Приведены общие дли́ны субширотных трансформных разломов вместе с огибающей их кривой [15] (см. рис. 7, профиль 4). Вместе с неравномерной плотностью этих структур вдоль оси САХ анализ их количественных харак-

теристик имеет связь с глубинными мантийными неоднородностями.

Важнейшим параметром протекания геодинамических процессов, определяемых мантийными неоднородностями, является скорость спрединга. Приведены значения полускоростей спрединга вдоль изохроны 4 млн лет, показанные парой для западного и восточного флангов САХ, построенные по данным [43] без интервала от 8° ю.ш. до 15° с.ш. (см. рис. 7, профиль 2). Поскольку экваториальный сегмент содержит сильно фрагментированное аномальное магнитное поле, в этом интервале надежных линейных аномалий не выделяется и ошибки расчета полускоростей слишком велики. Данные показывают плавное увели-



Рис. 8. Корреляция сейсмичности вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) с сейсмотомографическими данными.

I – положение на оси САХ пересечений с наиболее крупными разломами; 2 – суммарный сейсмический момент вдоль осевой зоны САХ, рассчитанный по данным [22, 52] для всех типов магнитуд по методике [2] для трех глубинных диапазонов: 0–13, 13–35 и >35 км (по данным [4], с дополнениями); 3 – пространственно-временное отображение сейсмических событий вдоль оси САХ, начиная с 1960-го года, размеры символов отградуированы магнитудой, события по горизонтали даны в проекции на ось широт (по данным [22, 52]); 4 – разрез вариаций скоростей  $\delta V_{\rm s}$  модели SL2013sv вдоль оси САХ, по [47]. Положение разреза вдоль САХ показано на рис. 1. Указаны наименования ветвей Африканского плюма.

чение скорости спрединга по мере удаления от полюса вращения плит, разделяемых САХ (около 60° с.ш.). На этом фоне имеют место локальные вариации полускоростей, достигающие 100% вдоль простирания САХ и до 250% в разнице между западным и восточным флангами. Размеры сегментов с локальными вариациями полускоростей сопоставимы с глубинами кровли "холодных" линз, что подтверждает возможность сопоставимости глубин мантийных структур с поверхностными структурами по масштабу и обосновывает выбор этих параметров для анализа (см. рис. 7, профиль 5).

В настоящей работе использовалась база данных по телесейсмическим событиям [22, 52]. Суммирование моментов сейсмических событий проводилось по одноградусным сегментам САХ по эмпирической формуле для Атлантики [2]. Для расчета использовались все типы магнитуд, поскольку наиболее надежные определения  $M_w$  составляют около 10% всех событий, но оценка в этом случае является сильно заниженной. Расчет суммарного момента в соответствии с определяемыми и приписанными глубинами очагов был

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

проведен по трем глубинным интервалам: 0–13, 13–35 и >35 км (рис. 8).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Интерпретация результатов сопоставления

Сопоставление сейсмотомографического разреза вдоль САХ и корреляция с ним поверхностных геолого-геофизических характеристик различной природы формирует непротиворечивую систему связанных между собой геофизических полей, их глубинных источников и структур дна. В экваториальной и северной Атлантике компактные группы разломов расположены над "холодными" аномалиями верхней мантии в местах максимального субширотного смещения САХ (см. рис. 1, см. рис. 7, разрезы 4, 5). Наиболее ярким примером такого смещения является пара разлома Романш и полиразломной системы Сан-Паулу. К северу от 7° с.ш. это смещение над "холодным" блоком верхней мантии представлено последовательностью разломных систем, включающей разлом Вима. В Северной Атлантике над "холодной" аномалией смещение САХ происходит по сдвоенной разломной системе Чарли– Гиббс. Таким образом, большое смещение над "холодной" мантией может быть выражено обычными трансформными смещениями, но чаще оно распадается на сдвоенные и полиразломные системы.

Плотность трансформных нарушений САХ и значение их длин, подчеркнутое псевдопериодической "пульсирующей" формой огибающей со средним шагом около 12° (1320 км), коррелируется вдоль САХ с положением "холодных" линз (см. рис. 7, разрезы 4, 5). Этот шаг сопоставим с глубиной расположения "холодных" линз в верхней мантии от 500 до 1500 км. Вероятно также наличие корреляции параметров в более короткопериодном масштабе, но для нее в настоящий момент нет детальных данных на всю длину САХ. Наблюдается также и более длиннопериодная корреляция геолого-геофизических параметров вдоль САХ в районах проявлений Азорского и Исландского плюмов, в особенности между аномалиями Буге и наличием "горячих" аномалий в верхней мантии (см. рис. 4). Модуляции суммарных длин разломов и их привязка к "холодным" линзам показывает их прямое влияние на макротрещиноватость литосферы в окрестностях САХ. Этот эффект проявлен не над "холодными" литосферными блоками, а над "холодными" подлитосферными линзами. Геодинамическое влияние на степень тектонической раздробленности литосферы формируется термальным состоянием мантии в слое мощностью около 300 км непосредственно над разделом 670 км. Раздробленность сохраняется при удалении трансформных зон от САХ в процессе спрединга. Для зоны САХ это может быть объяснено тем, что в движение литосферных плит может быть вовлечен подлитосферный слой, повышенное трение подошвы которого в области "холодных" линз создает условие для образования повышенной макротрешиноватости. В пространстве между линзами мантия менее вязкая, и число крупных разломов, а также их длина, снижаются. При получении более детальных томографических данных глубины "холодных" линз могут быть скорректированы вверх.

Исследования скоростей спрединга вдоль САХ и его флангов вдоль разновозрастных изохрон показало, что они содержат расхождения кинематики соседних спрединговых сегментов, разделенных трансформными разломами, более чем в два раза [13]. В этой ситуации в пределах плит ортогонально САХ будут происходить горизонтально дифференцированные смещения и сдвиговые деформации не только в активных участках разломов, но и в пассивных участках, удаленных от рифтовой зоны из-за дополнительной сдвиговой компоненты, возникающей от разницы скоростей. Она будет отражаться на характере сейсмичности. В распределении скоростей, традиционно оцениваемых по значениям в одну сторону от САХ и называемых полускоростями, также наблюдается асимметрия на западном и восточном флангах (см. рис. 7, профиль 2). Асимметрия сводится практически к нулю на некоторых сегментах CAX, положение которых имеет привязку к "холодным" линзам и максимумам модуляции трансформных разломов (см. рис. 7, профили 3, 4). Это наблюдение уверенно показывает, что в данных сегментах САХ имеет место взаимодействие литосферы и подлитосферного пространства с "холодными" линзами, приводящее к формированию симметрии полускоростей и повышению раздробленности литосферы. Эти геодинамические последствия можно объяснить с точки зрения взаимодействия областей мантии с различными реологическими свойствами в вертикальном направлении. Но возможна и другая интерпретация. Между "холодными" линзами асимметрия полускоростей спрединга достигает максимальных значений. Поэтому геодинамика мантии над "холодными" линзами может быть стандартным фоновым явлением, а "горячие" области, являющиеся ответвлениями суперплюмов, формируют исключения из правил, при которых из-за сниженной вязкости мантии возникает степень свободы движения фрагментов плит с превалированием скоростей одного из флангов САХ (см. рис. 2, см. рис. 5). В пределах плиты имеются сегменты с различной кинематикой и преимущественным направлением процесса спрединга (горизонтальные "клавиши"). Сегменты САХ обладают различными и независимыми друг от друга кинематическими характеристиками, что указывает на неоднородную и "нежесткую" структуру плит и на возможность в их пределах независимого движения частей. Эти процессы усилены в областях между "холодными" линзами и в местах выхода в САХ глубинных ответвлений плюмов.

Полускорости западного фланга САХ в южном полушарии имеют значения больше восточного фланга, и, наоборот, - в северном полушарии полускорости восточного фланга превалируют над западным флангом (см. рис. 7, профиль 2). Принимая во внимание существование общей западной компоненты дрейфа плит [18], фиксированное положение Африканской плиты относительно глубинных источников магматизма в Атлантике [12] и общее субширотное смещение Северо-Американской плиты на запад по данным [34], превалирование восточных полускоростей САХ в северном полушарии можно объяснить следующим процессом. Северо-Американская плита, имеющая жесткое соединение континентальной и океанической части перемещает вместе с собой активное рифтовое обрамление САХ от фиксированной Африканской плиты, что создает возможность для более быстрого спредингового наращивания коры на восточном фланге САХ. В южном полушарии картина обратная. Поскольку современная широтная компонента скорости для Южно-Американской плиты по данным [34] практически равна нулю, а южная часть Африки имеет небольшую восточную компоненту общего вектора движения, преобладают полускорости на западном фланге САХ. Противоположный эффект общей асимметрии полускоростей спрединга вдоль САХ в северном и южном полушариях указывает на влияние эффектов ротации Земли на геодинамику описанных процессов, и, возможно, силы Кориолиса, но исследование этого влияния не входит в рамки данной работы.

Сравнение профилей полускоростей для изохроны 4 млн лет показывает, что имеются сегменты, где преимущественно западное (или восточное) преобладание полускоростей в соответствующем полушарии претерпевает локальную инверсию (см. рис. 7, профиль 2). Указанные инверсии в пространстве расположены в обоих полушариях приблизительно на одних и тех же широтах: между 20° и 25°, а также около 50° и 55°. Эти значения расположены в сторону полюсов и в сторону к экватору от критической широты 35°16', имеющей важное значение для геометрии тектонических процессов на вращающемся сфероиле [10]. Сделанное наблюдение показывает необходимость учета ротационных механизмов в построении геодинамических моделей Земли. Кроме собственно реологического состояния мантии ротационные эффекты образуют дополнительный фактор тектогенеза, суперпозиция действия которых формирует современный облик структур и процессов.

Основные проявления суммарного сейсмического момента вдоль САХ отмечены в зонах с максимальным латеральным смещением оси рифтовой струкутры (см. рис. 1; см. рис. 8, профиль 2):

 – демаркационные разломы Экваториального сегмента Атлантики – группа Романш и Сан-Паулу с юга и 15°20' с севера с общей амплитудой смещения около 3300 км;

 – хребты Мона и Книповича между Арктикой и Северной Атлантикой с общей амплитудой смещения от САХ около 950 км;

 полиразломная система Чарли Гиббс с амплитудой смещения около 350 км.

Остальное пространство САХ представлено слабыми фоновыми значениями, связанными со спрединговым магматизмом, и имеет уровень момента на порядок меньше максимумов сдвиговых зон. Показанное распределение в ряде случаев нарушается увеличенным суммарным моментом событий в областях плюмов — Буве, Тристан-да-Кунья, Азорский и Исландский. Распределение суммарного момента показывает, что максимальная геодинамическая активность рифтовой структуры САХ, состоящей из комбинации спрединговых сегментов и трансформных разломов, сосредоточена в сдвиговых тектонических элементах (рис. 8, профиль 2). Максимальное энерговыделение происходит в геодинамических обстановках, не связанных с генерацией новой коры при расхождении плит от протяженной дивергентной границы. Области демаркационных сдвигов расположены над "холодными" линзами мантии при наличии контрастного латерального перехода к "горячим" мантийным областям (см. рис. 8, профиль 4). Это показывает, что максимальная коровая трещиноватость и сопутствующая ей сейсмичность возникает при взаимодействии сегментов мантии с разным реологическим состоянием.

Распределение суммарного момента вдоль САХ рассчитано для трех глубинных интервалов (см. рис. 8, профиль 2). Интервал >35 км содержит мало событий. В интервалах 0-13 и 13-35 км наблюдается практически синхронное распределение момента, но есть ряд незначительных расхождений. В области плюмовых ветвей в поверхностном слое 0-13 км выделяется больше энергии, чем в слое 13-35 км, что указывает на преимущественное коровое положение очагов, сформированное высокопродуктивным магматизмом. Исключение составляет отдельный пик момента в районе Исландии, смещенный на север к 67° с.ш., что указывает на сложную глубинную конфигурацию прогретого вещества плюма. Главные зоны максимумов сейсмичности разделяют северное и южное полушария, а также переход от Атлантики к Арктике (см. рис. 8. профиль 2). Они отличаются энерговыделением в событиях со сдвиговым механизмом [2]. Арктический переход имеет экстремумы на всех интервалах, что указывает на глубинное заложение дизъюнктивных нарушений. Экваториальный переход не отмечен событиями глубже 35 км, но значения момента на двух верхних интервалах синхронизированы. Тем не менее, северная часть этого перехода около разломов Сьерра-Леоне и Вима имеет экстремумы только в коровом интервале, что выглядит необычно при сравнении с южным обрамлением экваториального перехода.

В пространственно-временном отображении вдоль САХ выделяются зоны наиболее сильной и стабильной во времени сейсмичности, условно называемые полосами, и зоны их устойчивого отсутствия, называемые пустотами (см. рис. 8, профиль 3). Полосам в плане, так же как и другим геолого-геофизическим параметрам, соответствуют наибольшие латеральные смещения оси САХ по трансформным разломам (см. рис. 1):

– группа Чейн–Романш–Сан-Паулу (от 1.5° ю.ш. до 1.5° с.ш.);

 группа Архангельского–Долдрамс–Вернадского (от 7° с.ш. до 9° с.ш.); - разлом Вима (11° с.ш.);

– сдвоенная разломная система Чарли Гиббс (52° с.ш.);

 – фрагмент хребта Мона, примыкающий с юга к хребту Книповича (от 71° с.ш. до 74° с.ш.).

Эти зоны известны преобладанием сдвиговых механизмов очагов и не отражают магматический вдольосевой процесс за исключением восточной части хребта Мона, что является исключением в наблюдаемой картине [2] (см. рис. 8, профиль 3). Разрез сейсмической томографии вдоль САХ показывает что в области этих сдвиговых зон наблюдается самое неглубокое положение "холодной" мантии, которая обеспечивает повышенную степень трещиноватости между областями с контрастными свойствами (см. рис. 8, профиль 4). Переход от хребта Мона к хребту Книповича отличается наличием скачка в глубине холодной области, что возможно создает контраст реологических свойств, ответственный за повышенную сейсмичность.

Другой важной особенностью пространственно-временного распределения является наличие пустот в сейсмичности. Если рассмотреть наиболее явные случаи – от 10° ю.ш. до 8° ю.ш. (сегмент о. Вознесения) и сегменты в Азорском и Исландском плюмах – становится очевидно, что пустоты отражают зоны магматизма высокой продуктивности (см. рис. 8. профиль 3). По данным томографии разных моделей пустотам вдоль САХ практически везде соответствуют наиболее сильные отрицательные аномалии, что указывает на зоны пониженной вязкости в пределах единой вдольосевой отрицательной аномалии скоростей (см. рис. 7, профиль 5; см. рис. 8, профиль 4). Отсутствие в пустотах телесейсмических событий с высоким порогом регистрации не указывает на отсутствие сейсмичности. Выявлено отсутствие условий для накопления больших напряжений и сейсмических событий большой магнитуды.

### выводы

1. Мантийные термальные неоднородности фиксированного размера, отображаемые в вариациях скоростей сейсмических волн, в томографических моделях невысокой детальности выглядят больше своих истинных размеров. Увеличение детальности моделей показывает, как на самом деле выглядят в поле вариаций скоростей прогретые и частично расплавленные области мантии, которые ранее, при их анализе по моделям с низким разрешением сливались в единую глубокую (до 700 км) отрицательную аномалию  $\delta V_s$  вдоль оси Срединно-Атлантического хребта, которая согласно теории должна быть обусловлена общемантийной конвекцией. Отображаемая глубина осевой аномалии по мере увеличения детальности постепенно корректировалась до 120 км, что показано сопоставлением с моделями различной детальности.

2. Увеличение детальности томографических моделей подтверждает вывод о наличии в мантии под осью Срединно-Атлантического хребта и в ветвях суперплюмов двух разных видов апвеллинга - активного плюмового и пассивного осевого, не имеюшего глубоких корней и возникшего, скорее всего, как отклик на образование пространства при расхождении литосферных плит. По современным моделям в мантии не обнаружены непрерывные аномалии от поверхности до границы с ядром, связанные с восходящими зонами вдоль дивергентных границ конвективных ячеек. Аномалии отрицательного знака под Срединно-Атлантическим хребтом не прослеживаются глубже 300 км в моделях конца 1990-х и начала 2000-х гг. Современные модели показывает глубину "горячей" аномалии под Срединно-Атлантическим хребтом до 120 км, что более приближено к значениям глубины солидуса. Симметричное расположение локальных минимумов в пределах ветвей суперплюмов показывает, что интенсивность полъема прогретого вещества вверх носит импульсный характер, являющийся практически синхронным для других ответвлений суперплюмов по всей мантии Земли.

3. Сравнение аномалий сейсмических скоростей с вариациями поля силы тяжести на поверхности показывает, что их низкочастотные компоненты совпадают с минимумами сейсмотомографического разреза, представленными зонами разуплотненной мантии. Области с прогретым и разуплотненным веществом в аномалиях Буге отображены минимумами, которые тем глубже, чем более глубокие корни имеют аномальные зоны в мантии. Продуктивность магматизма в этих зонах особенно высока и формируемый базальтовыми излияниями рельеф имеет повышенный уровень и отображается в аномалиях в свободном воздухе максимумами. Геофизические характеристики поля силы тяжести на уровне протяженных (>500 км) аномальных зон разреза имеют противофазное поведение и непротиворечивую физически обоснованную интерпретацию за счет реологического состояния мантии, выявляемого по данным томографии.

4. Сопоставление петрологических характеристик базальтов, драгированных вдоль Срединно-Атлантического хребта и данных томографии показывает, что скоростные модели верхней мантии современной детальности уже могут служить основой для сопоставления с геохимическими характеристиками и их прогноза в областях без опробования пород океанического фундамента.

5. Распад единой осевой томографической аномалии под Срединно-Атлантическим хребтом

на цепочку вертикальных линз в условиях медленного спрединга соответствует геохимическим данным о дискретном проявлении вдоль Срединно-Атлантического хребта базальтов разных ассоциаций с разной глубиной отделения расплавов, которые при быстром спрединге перемешиваются.

6. Разрез атрибута  $\delta(V_p/V_s)$  вдоль Срединно-Атлантического хребта в мантии над уровнем ~700 км содержит "холодные" линзы мощностью 200–300 км, с которыми имеют пространственную связь следующие структурные и тектонические явления:

 в районе разломов Романш, Чарли Гиббса и зоны хребта Книповича, расположенных над "холодными" линзами наблюдается максимальное субширотное смещение оси Срединно-Атлантического хребта с левосдвиговой морфологией;

 с областями "холодной" мантии хорошо коррелирует геохимическая сегментация Срединно-Атлантического хребта и вариации петрологических параметров базальтов;

— модуляция общих длин трансформных разломов, включая пассивные части, с повышенными значениями над "холодными" линзами со средним шагом пространственных пульсаций этого параметра около 12° (1320 км). Он сопоставим с глубинами проявлений "холодных" блоков в верхней мантии;

 асимметрия полускоростей спрединга сводится практически к нулю на сегментах Срединно-Атлантического хребта, которые расположены над "холодными" линзами и около максимумов модуляции длин трансформных разломов;

 между "холодными" линзами асимметрия полускоростей достигает максимальных значений. Отрицательная корреляция максимумов полускоростей на западном и восточном флангах с устойчивым средним значением вдоль изохрон означает, что суммарное спрединговое наращивание коры остается стабильным вдоль Срединно-Атлантического хребта;

7. "Холодные" линзы мантии на средней глубине ~500 км и соответствующие им литосферные характеристики являются фоновым состоянием, а области над "горячими" сегментами являются нарушениями, возникающими в местах ответвлений плюмов. Учитывая характер строения коры и верхней мантии, поделенной трансформными разломами на блоки, неоднородные значения скоростей спрединга могут приводить к перемещениям блоков внутри крупных плит и разнообразным тектоническим деформациям внутреннего пространства, а также формировать условия дифференцированного горизонтального смещения масс с различными и независимыми друг от друга кинематическими характеристиками. Разломная сеть формируется в участках над

"холодными" блоками, прилегающими к "горячим" и более подвижным блокам.

8. Вдоль изохроны 4 млн лет в северном полушарии полускорости спрединга на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта превышают значения полускоростей на западном фланге. В южном полушарии наоборот полускорости спрединга на западном фланге превышают значения полускоростей на восточном фланге. Противоположное значение общей асимметрии полускоростей спрединга вдоль Срединно-Атлантического хребта в северном и южном полушариях может указывать на влияние эффектов ротации Земли на протекание геодинамических процессов вдоль осевой структуры Атлантики.

9. Сравнение профилей полускоростей на западном и восточном флангах Срединно-Атлантического хребта показывает, что на фоне общего тренда существуют локальные зоны инверсии с западного преобладания увеличенных скоростей на восточное и, наоборот, в северном и южном полушариях. Указанные инверсии в пространстве расположены в обоих полушариях приблизительно на одних и тех же широтах: между  $20^{\circ}$  и  $25^{\circ}$ , а также около  $50^{\circ}$  и  $55^{\circ}$ . Очевидно, что положение этих инверсий указывает на нестабильные зоны, динамика в которых имеет связь с ротационными процессами и зонами пониженной вязкости мантии, усиливающими нестабильность.

10. Главные демаркационные зоны – экваториальная и переход от северной Атлантики к Арктике - отличаются максимальным энерговыделением с событиями сдвигового механизма и по данным сейсмотомографии расположены около "холодных" мантийных линз и контрастного латерального перехода к "горячим" областям. Распределение суммарного момента в интервалах глубин 0-13 и 13-35 км практически синхронное. Экстремумы плюмовых ветвей Буве, Тристан-да-Кунья, Азорских островов и Исландии представлены большим моментом в поверхностном слое, что указывает на преимущественно коровое положение очагов, связанное с высокопродуктивными плюмовым магматизмом. Сейсмичность вдоль основного пространства Срединно-Атлантического хребта, связанная со стандартным базальтовым магматизмом, имеет фоновый характер и не вносит существенного вклада в общую картину по сравнению со сдвиговыми зонами.

11. Стабильные области интенсивной сейсмичности в пространственно-временном отображении вдоль Срединно-Атлантического хребта соответствуют разломным зонам, и прежде всего, демаркационным трансформным разломам с большим латеральным смещением Срединно-Атлантического хребта, также расположенным по данным сейсмотомографии над "холодными" мантийными линзами. Стабильные области ме-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

нее интенсивной сейсмичности расположены в районах пересечения Срединно-Атлантического хребта с ветвями плюмов.

**Благодарности.** Авторы благодарны рецензентам проф. Е.П. Дубинину (МГУ, г. Москва, Россия), д.г.м.-н. А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить нашу статью, авторы признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование и подготовку нашей статьи.

**Финансирование.** Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-15-50123.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Мухометов Р.Г. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли. – В сб.: Математические проблемы геофизики. – Под ред. М.М. Лаврентьева, А.С. Алексеева – Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1969. Вып. 2. С. 143–165.
- 2. Болдырев С.А. Сейсмогеодинамика Срединно Атлантического хребта. – М.: МГК, 1998. С. 124.
- 3. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический Хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
- 4. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта. // Российский журнал наук о Земле. 1999. Ноябрь. Т. 1. № 6. С. 457–476.
- 5. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Геодинамика трех контрастных типов магматизма океана и их отражение в данных сейсмотомографии // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655–672.
- 6. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и *P*−*T* условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное распределение // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 227–247.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: ГЕО, 2001. 408 с.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
- Котляров А.В., Колобов В.Ю., Симонов В.А., Яковлев А.В. Особенности глубинного строения верхней мантии под Срединно-Атлантическим хребтом. – В сб. Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Мат-лы LII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2020. Т. 1. С. 340–344.
- 10. *Личков Б.Л.* К основам современной теории Земли. Л.: ЛГУ, 1965. 120 с.
- 11. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. —

Под ред. В.Е. Хаина – М.: Научный мир, 2004. 612 с.

- Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. – М.: Научный Мир. 2000. 176 с.
- Мащенков С.П., Литвинов Э.М. Горшков А.Г., Лукашевич И.П. Геофизические критерии выявления региональных обстановок, благоприятных для образования глубоководных полиметаллических сульфидов. – В кн. Глубинное строение и геодинамика литосферы Атлантического и Тихого океанов. – Под ред. И.С. Грамберга, П.А. Строева – М.: Наука, 1992. С. 151–178.
- Николаев А.В., Алексеев А.С., Цибульчик Г.М., Троян В.Н., Рыжиков Г.А., Яновская Т.Б., Сурнев М.Б. Проблемы геотомографии. – М.: Наука, 1997. 331 с.
- Соколов Н.С. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси Срединно-Атлантического хребта и преддуговые обстановки на его восточном фланге // Вестник Московского университета. Сер. 4: Геология. 2007. № 6. С. 42–46.
- 16. Соколов С.Ю. Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Т. 32. № 4. С. 88–105.
- Соколов С.Ю. Сопоставление возрастов внутриплитного магматизма Атлантики с магнитными возрастами и данными сейсмотомографии. – В сб.: Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Мат-лы LII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 303–307.
- Тверитинова Т.Ю. Волновая тектоника Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 3. С. 297–312.

https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-3-0023

- 19. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю*. На пути к постплейттектонике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 7. С. 605–615.
- 20. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю*. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 3–17. https://doi.org/10.7868/S0016853X1706008X
- Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y. Plate tectonics and hotspots: The third dimension // Science. 1992. Vol. 256. P. 1645–1651.
- ANSS Earthquake Composite Catalog (Historical). 2012. https://ncedc.org/anss/catalog-search.html (accessed December 31, 2012).
- Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3. P. 1–48. https://doi.org/10.129/2001GC000168
- Cannat M., Briais A., Deplus C., Escarti J., Georgen J., Lin J., Mercouriev S., Meyzen C., Müller M., Pouliquen G., Rabain A., da Silva P. Mid-Atlantic Ridge–Azores hotspot interactions: Along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 173. No. 3. P. 257–269.

- 25. Coltice N., Husson L., Faccenna C., Arnould M. What drives tectonic plates? // Science Advances. 2019. Vol. 5. No 10. P. 1–9. https://doi.org/10.1126/sciadv.aax4295
- 26. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 167. No. 205. P. 295308.
- 27. Grand S.P., Van Der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today, 1997. Vol. 7. No. 4. p. 1–7.
- 28. Danvushevsky L.V. The effect of small amount of H<sub>2</sub>O crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2001. Vol. 110. P. 265-280.
- 29. Dmitriev L.V., Sokolov S.Yu., Sokolov N.S. Migration of the Azores superplume: geophysical and petrologic evidence // Russ. J. Earth Sci. 2001. Vol. 3. No. 6. P. 395-404.
- 30. Dziewonsky A.M., Hager B.H., O'Connel R.J. Large scale heterogeneities in lower mantle // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 239-255.
- 31. Dziewonsky A.M., Woodhouse J. Global Images of the Earth's Interior // Science. 1987. Vol. 236. P. 37-488. https://doi.org/10.1126/science.236.4797.37
- 32. Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Earth model (PREM) // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1981. Vol. 25. P. 297-356.
- 33. Dziewonski A.M., Alessandro F., Su W., Woodward R. Seismic Tomography and Geodynamics // AGU Geophys. Monogr. Series. 1993. Vol. 76. 67-105. https://doi.org/10.1029/GM076p0067
- 34. GPS Time Series Data. Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology. 2008. http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html (accessed August 31, 2008).
- 35. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. No. 4. p. 1-7.
- 36. Hosseini K., Matthews K.J., Sigloch K., Shephard G.E., Domeier M., Tsekhmistrenko M. SubMachine: Web-Based tools for exploring seismic tomography and other models of Earth's deep interior // Geochem. Geophys. Geosyst. 2018. Vol. 19. No 5. P. 1464-1483. (https://www.earth.ox.ac.uk/~smachine/cgi/index.php) https://doi.org/10.1029/2018GC007431
- 37. Kaban M.K., Schwintzer P., Artemieva I., Moonev W.D. Density of continental roots: Compositional and thermal effects // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 209. No. 1. P. 53-69.
- 38. Koelemeijer P., Ritsema J., Deuss A., van Heijst H.-J. SP12RTS: a degree-12 model of shear- and compressional-wave velocity for Earth's mantle // Geophys. J. Int. 2016. Vol. 204. P. 1024-1039. https://doi.org/10.1093/gji/ggv481
- 39. Koulakov I.Yu, Sobolev S.V. A Tomographic Image of Indian Lithosphere Break-off beneath the Pamir Hindukush Region // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 164. P. 425-440. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02841.x

ГЕОТЕКТОНИКА 2022 № 2

- 40. Lebedev S., Van Der Hilst R. D. Global upper-mantle tomography with the automated multimode inversion of surface and S-wave forms //Geophys. J. Int. 2008. Vol. 173. No. 2. P. 505-518.
- 41. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. No. 5. P. 1–21.
- 42. Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. Hydrothermal fields in the Mid-Atlantic ridge: Setting and prospects for futher discoveries // Russ. J. Earth Sci. 2002. Vol. 4. No 6. P. 423-431.
- 43. Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. No. 4. p. 1-19. https://doi.org/10.1029/2007GC001743
- 44. Resovsky L.S., Ritzwoller M.H. A degree 8 mantle shear velocity model from normal mode observations below 3 mHz // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. No. B1. P. 993-1014.
- 45. Ritsema J., van Heijst H.J., Woodhouse J. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland // Science, 2000, Vol. 286, P. 1925-1928. https://doi.org/10.1126/science.286.5446.1925
- 46. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altymetry // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. No. B5. P. 10039-10054. https://doi.org/10.1029/96JB03223
- 47. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophys. J. Int. 2013. Vol. 194. No. 4. P. 417-449.
- 48. Su W., Dziewonski A. Predominance of long-wavelength heterogeneity in the mantle // Nature. 1991. Vol. 352. P. 121–126. https://doi.org/10.1038/352121a0
- 49. Su W.J., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Deep origin of mid-ocean-ridge seismic velocity anomalies // Nature. 1992. Vol. 360. P. 149-152. https://doi.org/10.1038/360149a0
- 50. Su W.J., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. No. B4. P. 6945-6980.
- 51. Urann B.M., Dick H.J.B., Parnell-Turner R., Casev J.F. Recycled arc mantle recovered from the Mid-Atlantic Ridge // Nature Communications. 2020. Vol. 11. P. 1–9.

https://doi.org/10.1038/s41467-020-17604-8

- 52. USGS Earthquake Composite Catalog. 2019. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/, (accessed February 16, 2019).
- 53. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R., Evidence of deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. Vol. 386. No. 6625. P. 578-584.
- 54. Zhang Y.S., Tanimoto T. Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps // Nature. 1992. Vol. 355. No. 6355. P. 45-49.

## Relationships of Surface Geological and Geophysical Characteristics with Deep Structure of the Mid-Atlantic Ridge According to the Seismic Tomography Data

S. Yu. Sokolov<sup>1, \*</sup>, K. O. Dobrolyubova<sup>1</sup>, N. N. Turko<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), bld.7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia \*e-mail: sysokolov@yandex.ru

A retrospective analysis of seismic tomography models of different detailness along the Mid-Atlantic Ridge (MAR) has shown that mantle inhomogeneities displayed by variations of seismic waves velocities in models of low detailness look larger than their true sizes, determined by more detailed modern models. They also confirm the fact that there are two different types of upwelling in the Atlantic mantle – active plume, which has an impulse character, and passive axial, which arose as a response to space appearance during the drift of lithospheric plates. The structure of mantle velocity and density inhomogeneities, determined by low-frequency gravity anomalies and its reductions, has a consistent interpretation based on the thermal state of the mantle. Detailed models of the velocities under the MAR can serve as a basis for comparison with the geochemical characteristics of basalts. The decomposition of a single axial tomographic anomaly in detailed models into a chain of vertical lenses under slow spreading conditions corresponds to geochemical data on the discrete manifestations of different basalts associations along the MAR. The attribute  $\delta(V_p/V_s)$  section along the MAR in the mantle above the level of ~700 km contains "cold" lenses with a 200–300 km thickness, with which the following structural and tectonic phenomena are spatially related: transform faults with a maximum lateral shift of the rift; geochemical segmentation of the MAR; modulation of transform faults total lengths with increased values above the "cold" lenses; asymmetry features of the half spreading rates, which reduces to zero above the "cold" lenses and reaches maximum values between the "cold" lenses. The "cold" mantle lenses at an average depth of ~500 km and the corresponding lithospheric geophysical characteristics reflects the background conditions, and the areas above the "hot" segments are disturbances that occur in the interference of MAR with plume branches. Inhomogeneous values of spreading rates can lead to movements of the blocks inside large plates and tectonic deformations of the intraplate space. Along the 4 Ma isochron in the northern hemisphere, the half spreading rates on the eastern flank of the MAR exceed the values of the half spreading rates on the western flank. In the southern hemisphere, the picture is reversed, which indicates the possible influence of the Earth rotation effects on geodynamic processes along the MAR. Against the background of the general trend, there are local inversion zones from the western predominance of increased rates to the eastern and, conversely, in the northern and southern hemispheres. The main demarcation faults of the Atlantic differ in seismic events by their maximum energy release and are located near the "cold" mantle lenses and the contrasting lateral transition to the "hot" regions. The distribution of the total seismic moment in the depth intervals of 0-13 and 13-35 km also has less intense extremes near the branches of plumes with a predominantly crustal position of the hypocenters. The seismicity along the main MAR space associated with standard basalt magmatism has a background character and does not significantly contribute to the total released seismic moment compared to shear zones.

*Keywords:* seismic tomography, geological-geophysical data, seismicity, Mid-Atlantic Ridge (MAR), mantle inhomogeneities, topography, gravity, basalts, transform faults

УДК 551.24(985)

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ (ЗАПАД РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ) И ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ЕВРАЗИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2022 г. Е. А. Кораго<sup>1</sup>, Г. Н. Ковалева<sup>1</sup>, Р. А. Щеколдин<sup>2, \*</sup>, В. Ф. Ильин<sup>3</sup>, Е. А. Гусев<sup>1</sup>, А. А. Крылов<sup>1</sup>, Д. А. Горбунов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология, д. 1, Английский пр., 190121 Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский горный университет, геологоразведочный факультет,

д. 2, Васильевский остров, 21 линия, 199106 Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Полярная морская геологоразведочная экспедиция (АО "ПМГРЭ"),

д. 24, ул. Победы, 198412 Санкт-Петербург, г. Ломоносов, Россия

\*e-mail: romansch@mail.ru Поступила в редакцию 11.11.2021 г. После доработки 16.02.2022 г.

Принята к публикации 28.02.2022 г.

В нашем исследовании рассматриваются строение и тектоника архипелага Новая Земля, расположенного на западе Российской Арктики и входящего в состав Евразийской Арктики: (i) возраст фундамента (допалеозойского основания) Северного блока архипелага и геодинамические обстановки осадконакопления на его северной оконечности, где в палеобассейне в позднем венде-силуре накопились многокилометровые турбидитные осадочные толщи; (ii) значение каледонского тектогенеза в геологической истории архипелага; (iii) возраст и причины проявления позднегерцинско(?) – раннекиммерийской складчатости арх. Новая Земля и взаимоотношения структур архипелага со структурами Урала; іу возраст и причины формирования современного рельефа арх. Новая Земля; (у) свидетельства активных движений окружающих Новую Землю шельфов морей Баренцева и Карского. Возраст наиболее древних датировок в зоне Главного Новоземельского разлома отвечает венду (598  $\pm$  26; 609  $\pm$  4 млн лет), а модельный возраст протолита оценивается в 1 млрд лет. Для докембийского времени были выделены два блока – Северный и Южный, а для среднего-позднего па-леозоя – три блока (Северный, Центральный и Южный). Средне-позднепалеозойский этап рассматривается как отражение тектоно-магматической активизации, проявленной в каледонидах Гренландии и Скандинавии. Проявления базитового и гранитоидного магматизма в интервалах 730-690 и 610-590 млн лет указывают на наличие блоков бывшей Арктилы (?) на запале (Новая Земля), в центральной части (Северная Земля) и на востоке (Новосибирские о-ва и о. Врангеля) современной Арктики. В позднем девоне, в поздней перми-раннем триасе и позднем мезозое проявился площадной (плюмовый) базитовый магматизм. Особенности геологического строения архипелага Новая Земля строго соответствуют трем орографическим районам (тектоническим блокам) архипелага. Тектонопарами с Новоземельским орогеном являются Западно- и Восточно-Новоземельский желоба. Высоты датированных морских террас свидетельствуют о значительных скоростях неотектонического воздымания архипелага.

*Ключевые слова:* Евразийская Арктика, арх. Новая Земля, Новоземельский ороген, возраст докембрийского фундамента, гранитоиды Митюшева Камня и горы Запасова, базитовый и гранитоидный магматизм позднего докембрия, плюмовый магматизм девона, пермо—триаса и позднего мезозоя, геоморфология, орография, четвертичные отложения, морские террасы, неотектоника

DOI: 10.31857/S0016853X22020035

### введение

В современной структуре Западной Арктики архипелаг Новая Земля представляет собой возрожденное миоцен—плиоценовое орогенное поднятие на границе Баренцева и Карского морей, особенности геологического строения которого являются геолого-геофизической основой экстраполяции на прилегающие акватории, перспективные на углеводородное сырье (рис. 1).

На архипелаге Новая Земля было открыто, разведано и сдается в эксплуатацию крупное месторождение серебросодержащих свинцово-цин-



Рис. 1. Положение архипелага Новая Земля в Арктике (по данным [43]).

ковых руд и есть предпосылки для открытия еще ряда подобных объектов, имеются проявления флюорита, золота с промышленными содержаниями по данным бороздового и штуфного опробования. Также обнаружено непромышленное по содержаниям, но весьма крупное по запасам месторождение стратифицированных карбонатных марганцевых руд и небольшие по объему, но богатые по содержаниям проявления окисленных руд марганца, также известны проявления гипсаангидрита, бурого и каменного угля, агатов.

Наряду с практическими интересами, изучение геологии региона важно для решения ряда научных проблем по тектонике и истории геологического развития не только самого арх. Новая Земля, но и всей Арктики.

В 2004 и 2005 годах на юге и крайнем севере Новой Земли проводились международные полевые исследования, организованные профессором Д. Джи (Университет Уппсала, Швеция) с целью решения некоторых спорных вопросов местной геологии путем отбора и датирования детритовых цирконов из представительных геологических разрезов возрастного диапазона от кембрия по пермь включительно [37, 39].

Последние геологические наблюдения с отбором проб детритовых цирконов из разрезов палеозоя и низов триаса западного побережья арх. Новая Земля были выполнены под руководством Н.Н. Соболева (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) с участием авторов настоящей статьи в 2014—15 гг., А.М. Никишиным и др. (МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, Россия), А.К. Худолеем (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия), отбор проб на палеомагнитные исследования был проведен В.Л. Верниковским и др. (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия).

Целью нашей статьи является обсуждение результатов проведенных исследований, включая установление возраста фундамента (допалеозойского основания), и геодинамических обстановок осадконакопления Северного блока, значения каледонского тектогенеза в геологической истории архипелага, возраст и причины позднегерцинско (?) — раннекиммерийской складчатости, возраст и формирование современного рельефа архипелага и дна прилегающих акваторий.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Архипелаг Новая Земля вхолит в систему окраинно-материковых шельфовых и внутриматериковых шельфово-континентальных плит восточного обрамления Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов Северного Ледовитого океана. Пайхойско-Новоземельский ороген вместе с Северо-Сибирским порогом отделяют Печорскую материковую и Баренцево-Карскую плиты от северного продолжения Западно-Сибирской плиты – Южно-Карской плиты. Переход складчатых структур Пай-Хоя – Новой Земли к недеформированному чехлу Печорской плиты достаточно резкий, разломный. На востоке погребенные складчатые комплексы прослеживаются по геофизическим данным на 100-150 км, сменяясь через серию разрывных нарушений отложениями чехла Южно-Карской плиты.

Непосредственно к северо-западу от арх. Новая Земля в рельефе морского дна прослеживается узкий желоб (Предновоземельский прогиб), расширяющийся к северо-востоку и переходящий в желоб Святой Анны. К западу от него, параллельно о. Северному архипелага, проходит полоса поднятий, образующих узкую Адмиралтейскую горстовую гряду, в стратиграфическом разрезе которой, по данным буровых работ и геофизики, участвуют толщи перми, близкие таковым югозапада—запада Новой Земли, что позволяет рассматривать Адмиралтейскую гряду как погребенную часть Новоземельской складчатой системы.

Модель земной коры арх. Новая Земля и прилегающих акваторий на основании материалов региональных геофизических исследований отвечает строению коры континентов [4, 8, 9] (рис. 2). Граница Мохоровичича прослеживается здесь на глубине 28–34 км, граница Конрада – на глубине 20–22 км, а кровля гранитно-метаморфического слоя – в 8–12 км от поверхности.

Структуры потенциальных геофизических полей Новой Земли близки потенциальным полям прилегающих акваторий (рис. 3, рис. 4). Для них характерны изометричные и слабо вытянутые формы аномалий при незначительной их контрастности. Это принципиально отличает поля Новой Земли от контрастных линейных аномальных полей Урала. Это, несомненно, обусловлено различиями в строении и составе структурно-вещественных комплексов, слагающих эти регионы.

Складчатые структуры архипелага Новая Земля, сложенные породами всех отделов палеозоя, местами неопротерозоя и низов триаса, меняют свое простирание в направлении с юга-юго-запада на север-северо-восток; в целом, согласно с общей современной конфигурацией архипелага (рис. 5).

Они созданы постпермским орогенезом, сопровождавшимся внедрением мелких интрузивных массивов и даек монцодиорит-гранодиоритовой и гранитовой — гранит-аляскитовой магматических формаций [13, 23] (рис. 6).

По особенностям строения геологического разреза (в первую очередь, для нижнего палеозоя силура) обособляются три геоблока — Северный, Центральный и Южный. Показаны тектоно-стратиграфические комплексы и особенности строения выделенных геоблоков, структурно-формационная зональность для фанерозоя Новой Земли (рис. 7, рис. 8).

В пределах Южного геоблока на юге и вдоль западного побережья Новой Земли с ордовика по ранний девон формировались мелководные шельфовые карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, близкие комплексам Тимано-Печорской области.

Со второй половины девона по начало перми возникает новая структурно-фациальная зональность с накоплением в восточных и северо-восточных районах доманикоидных, глубоководных терригенных и кремнисто-терригенных отложений с олистолитами, текстурами взмучивания и перемешивания осадка (рис. 9).

Показаны палеофациальные особенности строения Центрального геоблока (рис. 10).

На приведенном профиле хорошо распознаются еще два этапа со скользящими границами:

 – от среднего девона до позднего карбона-начала перми;

 пермский—раннетриасовый с двумя подэтапами.

В первый этап произошло обособление двух зон — западной зоны с накоплением мелководных карбонатных осадков большой мощности и

#### КОРАГО и др.



**Рис. 2.** Геолого-геофизический разрез сейсмо-стратиграфических комплексов осадочного чехла Баренцево-Карского региона по опорному профилю АР–2 (по полученным данным ГЗ, ОГТ).

1–2 – терригенные отложения: 1 – кайнозойские, 2 – мезозойские; 3 – палеозойские карбонатно-терригенные отложения; 4 – рифейский параплатформенный комплекс; 5 – архей – протерозойский консолидированный фундамент; 6 – нижняя (базальтовая) кора; 7 – верхняя мантия

восточной зоны с конденсированными карбонатными доманикоидными и кремнисто-терригенными отложениями. В раннем фране в условиях рифтогенеза сформировалась вулкано-плутоническая ассоциация толеитов, изливавшихся как в субаэральных (на западе), так и в относительно глубоководных условиях (в центральных и восточных районах). В восточной зоне, начиная с каменноугольного времени, отмечается появление в разрезе карбонатных пород и возрастание мощности осадков, что указывает на близость восточного борта этого прогиба. С уфимского века (второй этап) произошла новая перестройка фациальной зональности. Уральский ороген, возникший к югу от Новой Земли, начал поставлять обломочный материал в северо-западные (Предуральский прогиб), а затем и более северные (Новоземельский бассейн) регионы (рис. 11). Со второй половины татарской эпохи перми и в начале триаса накапливались молассоидные сублиторальные и континентальные осадки, обнажающиеся исключительно на западном побережье архипелага [23, 30] (рис. 12).



Рис. 3. Карта аномального магнитного поля Баренцево-Карского региона.

Северный блок отличается разрезами кембрия, ордовика и частично силура, а также верхов среднего и верхнего палеозоя [1, 26, 27] (рис. 13). Кембрий-силур сложены мощным (более 7–10 км), преимущественно турбидитовым, песчано-сланцевым комплексом с небольшой долей карбонатных пород. Этот комплекс в позднем ордовике и силуре ассоциирует с молассоидными образованиями. Их доля увеличивается вверх по разрезу, что свидетельствует о заполнении и постепенном отмирании относительно узкого трога с крутыми бортами и выровненным рельефом дна. Черносланцевые отложения накапливались в анаэробной обстановке, возможно, сероводородного заражения.

В начале раннего девона в ряде мест на западе архипелага в литоральной и флювиально-дельтовой обстановках отложились пестроцветные и красноцветные осадки.

Во второй половине лохковского века девона происходит выравнивание условий седиментации,

проявленное на всей территории Новой Земли. В мелководных условиях формировались карбонатные осадки, местами органогенные постройки, почти повсеместно распространены строматолиты.

В районе залива Екс (крайний север Карского побережья арх. Новая Земля) прослеживается стратиграфическое несогласие между нижним девоном и верхним карбоном-пермью с постепенным выклиниванием маломощных шельфовых мелководных осадков от среднего девона до среднего карбона включительно. Это свидетельствует о существовании здесь в позднем палеозое устойчивого поднятия, возможно, связанного с герцинским тектогенезом, проявленным на Северной Земле. Приведенные профили (см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11, см. рис. 12, см. рис. 13) дают наглядное представление о палеозойской истории и геодинамике архипелага.

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022



Рис. 4. Карта аномального гравитационного поля Баренцево-Карского региона.

## ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА арх. НОВАЯ ЗЕМЛЯ

### Возраст фундамента

По особенностям допалеозойского основания и последующему додевонскому геологическому развитию выделяются два блока — Южный и Северный (рис. 14).

Южный блок сложен метаосадками зеленосланцевой фации и создан тиманской орогенией, что выражено угловым и азимутальным несогласием между вендом-(низами кембрия?) и ордовиком [7, 14, 36, 37, 39] (рис. 15, а, б). Это несогласие наблюдалось в коренных обнажениях, хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках и подтверждено данными цирконометрии (см. рис. 15, в).

Сведения о фундаменте Северного блока менее определенны, чем для Южного блока. Он также позднепротерозойский, но создан орогенией более раннего возраста. В нем присутствуют микроблоки кристаллических пород, предположительно, мезопротерозоя (рис. 16, рис. 17, рис. 18). Данные определения возраста по циркону Sm/Nd, K—Ar и Ar/Ar изотопного возраста образований Северного блока подчас противоречивы и неоднозначны (табл. 1, табл. 2, табл. 3). Условная граница между блоками проводится по предполагаемому продолжению зоны допалеозойского Байдарацкого глубинного разлома под песчано-сланцевыми толщами перми так называемой Кармакульской седловины. Эта граница хорошо распознается в потенциальных полях (см. рис. 3, см. рис. 4).

#### Радиологический анализ пород арх. Новая Земля

На юго-западном побережье о. Северного в губе Митюшиха находится гранитоидный массив Митюшев Камень, приуроченный к зоне Главного Новоземельского разлома [9, 22] (см. рис. 16). Этот интрузив образует три разрозненных выхода. Его основное тело площадью до 50 км<sup>2</sup> представляет собой тектоническую пластину шириной в 4—5 км, наклоненную к востоку под углами от 30° до  $60^{\circ}$ —70°. Помимо тектонических контактов, наблюдались и стратиграические взаимоотношения с окружающими массив отложениями.

В районе горы Запасова псефито-псаммитовые породы силура—нижнего девона залегают на лимонитизированной коре выветривания (?) гранитов мощностью до 5—8 м и содержат гальку и валуны этих гранитов (см. рис. 17). Приведены определения позднерифейского возраста цирконов из гранитоидов массива Митюшев Камень приведены (см. табл. 2).

На юге массива Митюшев Камень, в районе гор Литке и береговых обрывах залива Енисей, жилы молодых раннемезозойских аляскитовых гранитов местами прорывают отложения силура и нижнего девона. Из 46 зерен циркона, выделенных из псефито-псаммитовых отложений силура—низов девона, перекрывающих граниты горы Запасова, были получены позднерифейские датировки с общим пиком около 650 млн лет, а из гальки плагиогранитов из конгломератов к юговостоку от горы Приметной (отметка 651 м) вендский возраст (см. табл. 2).

Севернее губы Митюшиха, в районе губ Северной и Южной Сульменевых (центральные районы западного побережья о. Северного), также в зоне Главного Новоземельского разлома, присутствуют узкие "клинья" сильно дислоцированных пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Ранее из кварц-мусковит-биотитовых кристаллических сланцев, гнейсов и метабазитов (амфиболитов, амфиболовых сланцев) получены Рb-Рb датировки раннего рифея- 1550 ± 80 и 1490 ± 100 млн лет, а из инъецирующих их лейкократовых мусковитовых гранитов — среднего рифея  $1300 \pm 90$  млн лет (см. табл. 1). Двухточечная Sm/Nd изохрона показывает также среднерифейский возраст этих гранитов в  $1280 \pm 70$  млн. лет, однако, в свете первичного изотопного состава ( $\epsilon = +10.2$ ), эта оценка маловероятна. В то же время, модельный возраст одного из образцов около 1 млрд лет. Ранее, ориентируясь на эти определения, мы считали, что датировка циркона из лейкоплагиогранитов отвечает времени становления в этом блоке коры континентального типа [14, 36].

Более позднее U–Pb определение возраста по циркону (EXXON, USA, Houston, 1996 г) и (ЦИИ ВСЕГЕИ, 2008 г. и 2015 г.) датирует магматическую кристаллизацию цирконов из пород этого блока концом рифея – началом венда (эдиакарием) –  $598 \pm 26$ ;  $609 \pm 4$  млн лет из лейкоплагиогранитов и  $618 \pm 18$  млн лет из дайки микродолеритов (см. табл. 2). Недавняя (ЦИИ ВСЕГЕИ, 2015 г.) U–Pb датировка циркона по 11 точкам из моно-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022



Рис. 5. Схема геологического строения и магматических комплексов арх. Новая Земля.

1-3 – складчатые мегакомплексы: 1 – доордовикский (тиманский), 2 - раннекиммерийский, антиклинории и антиклинали ( $\mathfrak{E}$ –D, реже C<sub>1–2</sub>), 3 – син-клинории и седловины (C<sub>2</sub>–P, T<sub>1</sub>); 4 – разломы: a – надвиги и взбросы, *б* – прочие разломы; магматические комплексы (5-15): 5-7 - неопротерозоя: 5 – якорнинский зеленокаменно-измененных базитов, 6 — митюшевский аляскит-гранитовый, 7 митюшевский аляскит-гранитовый, предположительно с тектоническими клиньями мезопротерозоя (губа Сев. Сульменева); 8- неопротерозоя-низов палеозоя (русановский метагаббро-долеритовый); 9 фанерозоя (позднеживетско-раннефранский костиншарский базальт-долеритовый); 10-13 - раннемезозойские: 10-черногорский (монцо) диорит-гранодиорит-гранитовый, 11 - сарычевский аляскитовых гранитов-лейкогранитов (а – интрузивы, б – дайки), 12 – рогачевский – трубки взрыва  $\chi_1$ , раховский – дайки лампрофировые  $\chi_2$ , 13 – безымянинский пикродолерит-трахидолеритовый; 14 – позднего мезозоя (?) – желанинский габбро-долеритовый; 15 - позднего кайнозоя - вершининский ультрабазит-базитовый

минеральной роговообманковой метаморфической породы (горнблендита по метбазиту) из нашей коллекции — 711 ± 5 млн лет — подтвердила датировку 2008 года из плагиоклаз-хлорит-актинолитового сланца (по метадиабазу(?)) — около 710 млн лет. К—Аг датировки мусковита из жил



Рис. 6. Раннетриасовые датировки цирконов из орогенных гранитов восточного побережья арх. Новая Земля (гора Черная).

пегматитов, деформированных вместе с вмещающими их сланцами, (Загрузина, ВСЕГЕИ, 1985 г.) – 584  $\pm$  27 млн лет, амфибола из кристаллических сланцев – 645  $\pm$  53 млн лет, амфибола из амфиболита (вторичного горнблендита по метабазиту) – 218 млн лет.

Приведем еще две U—Pb датировки циркона из зоны Главного Новоземельского разлома. Одна проба с северного берега губы Северная Сульменева взята из элювия молодых (раннемезозойских) гранитов, расположенных в поле развития пород среднего и верхнего девона, возраст которых установлен по остаткам фауны, и силлов базитов в этих породах. Диабазы вблизи гранитов сильно амфиболизированы, однако возраст циркона из прорывающих их гранитов составляет  $604 \pm 9$  млн лет и  $89 \pm 49$  млн лет. Другая проба с п-ова Домашний в губе Северной Сульменевой (ВСЕГЕИ, 2015 г.) по 11 точкам из мономинеральной роговообманковой метаморфической породы (горнблендита) по метабазиту показала возраст 711 ± 5 млн лет (см. табл. 2).

Определение возраста диабазов по циркону из коллекции О. Хольтедаля с северного берега пролива Маточкин Шар вблизи выходов гранитов массива Митюшев Камень (одна проба) и северного берега губы Машигина (три пробы), находящихся в зоне Главного Новоземельского разлома, дала противоречивые результаты [32]. Возраст цирконов из диабазов составил от 704 ± 5 до 716 ±

```
Рис. 7. Схема соотношения тектоно-стратиграфических комплексов арх. Новая Земля.
```

<sup>1-6</sup> – глубоководные тектоно-стратиграфические комплексы склонов и глубоководных впадин: 1 – флишоидный средних глубин (относительно глубоководный), 2 – глинистый (аспидный) глубоководный (относительно глубоководный), 3 – карбонатно-глинистый глубоководный (относительно глубоководный), 4 – карбонатно-кремнисто-глинистый (глубоководный), 5 – кремнисто-глинистый и глинисто-кремнистый (глубоководные), 6 – карбонатно-кремнисто-глинистый и глинисто-кремнистый (глубоководные), 6 – карбонатный (глубоководные): a – известняковый,  $\delta$  – песчано-известняковый; 7 – комплексы передовых впадин и межторных прогибоков (терригенный молассовый и молассоидный и прибрежно-морской); 8–10 – комплексы шельфовых и внутренних морей: 8 – карбонатные и терригенно-карбонатные мелководные и прибрежно-морской, 9 – песчано-глинистый мелководный, 10 – терригенный и карбонатно-креиный мелководный и прибрежно-морской; 11 – комплексы фундамента (кристаллические сланцы и мрамор); 12 – реперные комплексы: a – терригенный,  $\delta$  – вулканогенно-терригенный; 13 – марганцевоносные отложения; 14 – гипсы; 15 – пестроцветные отложения; 16 – отложения отсутствуют; 17 – горизонты карбонатных пород в комплексах орогенного типа





**Рис. 8.** Структурно-формационная зональность для палезоя арх. Новая Земля. Обозначены (цифры в кружках) области распространения тектоно-стратиграфических комплексов: 1 – карбонатный и терригенно-карбонатный (1а – расположен в пределах северного геоблока); 2 – терригенный и кремнисто-терригенный; 3 – терригенный турбидитный; 4 – промежуточный.

1-4 – комплексы: 1 – карбонатный и терригенно-карбонатный мелководный (средних глубин), мелководный-прибрежно морской (на севере); 2 – терригенный (средних глубин) и кремнисто-терригенный (относительно глубоководный); 3 – терригенный с превалирующими турбидитами и молласоидами; 4 – дифференцированный карбонатно-терригенный (промежуточный)

 $\pm$  8 млн лет. Кроме того, получены мезозойские значения возрастов – 200  $\pm$  100 и 227  $\pm$  170 млн лет. На основе этих данных предполагалось, что все дайки диабазов интрудируют "немые" толщи докембрия, отделенные от отложений девона зонами сдвигов и было сделано заключение об островодужных дайках (?) криогения (среднего неопротерозоя), связывая энсиматические островные дуги с последствием распада палеоконтинента Родиния 750 млн лет назад [32] (рис. 19). Однако, в результате геологического картирования масштаба 1 : 200 000 достоверно установлено, что по берегам губы Машигина, где О. Хольтедаль отбирал пробы, широко развиты вулканогенно-осадочные образования нижнего франа и песчано-сланцевые толщи эйфеля—живета, насыщенные силлами, а не дайками, диабазов, которые отчетливо распознаются на аэрофото- и космоснимках (рис. 20). Осадочные толщи содержат ископаемые остатки фауны, подтверждаю-

**Рис. 9.** Литолого-стратиграфический профиль – I<sub>1</sub>–I<sub>2</sub>, острова Южный.

<sup>1-8</sup> — мелководные морские отложения: 1 — комплекс фаций рифтового плато, 2 — известняки (преимущественно биокластические иловые и илово-зернистые), 3 — известняки с прослоями брахиоподовых известняков, 4 — отдельные органические постройки, 5 — гипсы, 6 — алевролиты, 7 — кварцевые песчаники, 8 — конгломераты; 9-18 — батиальные отложения: 9 — пелитоморфные известняки, 10 — кремнистые известняки с радиоляриями, 11 — аргиллиты и пелитоморфные известняки, 12 — дакриоконаридовые известняки с прослоями черных аргиллитов, 13 — аргиллиты с прослоями дакриоконаридовых известняков, 14 — аргиллиты, ритмично переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками, 15 — оползни, 16 — отложения обломочных потоков: a — карбонатные брекчии, 6 — валунно-галечные конгло-брекчии в ассоциации с алькаренитами, 17 — фтаниты, 18 — черные радиоляриевые кремнистые сланцы; 19 — карбонатные и кремнисто-карбонатные руды Mn; 20-21 — вулканогенные отложения: 20 — базальты, 21 — туфы базальтов; 22 — амплитуда предфранского размыва







филь — 45°50′

**Рис. 10.** Литолого-стратиграфический профиль – II<sub>1</sub>–II<sub>2</sub>, от губы Северная Сульменева до горы Черная (побережье Карского моря).

1 – туффиты, туфопесчаники; 2 – базальты и их туфы; 3 – конгломераты, гравелиты; 4 – песчаники, кварцитопесчаники; 5 – кремнистые породы; 6 – сланцы и аргиллиты; 7 – метаалевролиты; 8 – алевропесчаники; 9 – известняки, доломиты, известковистые песчаники; 10–13 – ископаемые остатки: 10 – брахиоподы и моллюски, 11 – кораллы и строматопораты, 12 – конодонты, 13 – флора; 14 – рифы, биогермы, биостромы; 15 – стратиграфические несогласия; 16 – фациальные переходы; 17 – отложения отсутствуют

щие их возраст (в том числе, конодонты), а силлы диабазов имеют активные контакты с вмещающими породами [31] (рис. 21).

К северо-востоку от массива Митюшев Камень и севернее него, у южного подножия горы Приметной, обнажаются псаммитовые и псефитовые породы силура-нижнего девона с валунами и галькой плагиогранитов, кварцитов и диабазов. Из них получена хорошая конкордия с возрастом около 615 млн лет, и еще имеется слабо выраженный возрастной пик около 520 млн лет (рис. 22). Эта конкордия соответствует плагиогранитным валунам, которые резко превалируют в конгломератах с очень малым количествам цемента типа соприкосновения. Граниты у подножия горы Приметной прорывают эти обломочные породы, что указывает на их раннемезозойский возраст. В пределах Северного блока, на крайнем северо-западе и на северо-восточной оконечности архипелага на филлитах неясного (предположительно, вендского) возраста без видимого углового несогласия залегают кембрийско-силурийские, преимущественно турбидитовые отложения с трилобитами и граптолитами, подтверждающими их возраст. Их общая мощность достигает 7-8 км [14, 26, 27]. Возраст и состав фундамента, подстилающего киммерийский (вендско (?)-пермский) складчатый мегакомплекс, как и особенности седиментогенеза этого палеобассейна, неясны.

По Х. Лоренцу с соавт. [37], возраст наиболее древних детритовых цирконов из низов разреза бухты Мака (залив Иностранцева) — 530 млн лет, выше по разрезу — 515 млн лет, а из района залива Сахарова — 550—520 млн лет, что соответствует границе венда—палеозоя, нижнему и среднему кембрию (см. табл. 2, рис. 23). Вместе с тем, на основании богатого фактического материла можно уверенно говорить, что на самом севере о. Южный (губа Грибовая) и о. Северный (на западе и в центральных районах) есть все отделы кембрий-ской системы, отсутствующие на юге архипелага.

Приведена составленная нами схема районирования фундамента Баренцево-Северо-Карского региона (рис. 24).

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022



**Рис.** 11. Литолого-палеогеографическая схема на раннеуфимское время по линии г. Нарьян-Мар– о. Северный (арх. Новая Земля). Обозначены (римские цифры) фациальные зоны. *I* – прибрежная равнина; *2* – шельф; *3* – континентальный склон; *4* – подножие склона (зона дикого флиша); *5*–*6* – ложе бассейна, зоны турбидитов: *5* – песчаных, *6* – глинистых; *7* – места расположения разрезов и мощность отложений (м); *8* – границы фаци-

альных зон: a — установленные,  $\delta$  — предполагаемые

Безусловно, есть веские основания полагать, что метаморфизм в зоне Главного Новоземельского разлома (особенно в районе губы Митюшиха и губы Северная Сульменева и губы Южная Сульменева) был дислокационным. Так, мраморы, вероятно, представляют собой метаморфиты по известнякам грибовской свиты нижнего дево-



**Рис. 12.** Схематический лито-фациальный профиль верхнепермских отложений по линии г. Нарьян-Мар–о. Вай-гач–о. Северный (арх. Новая Земля).

1 – угленосные паралические и континентальные отложения; 2 – шельф; 3 – континентальный склон; 4 – подножие склона (зона лавинной седиментации); 5–6 – ложе бассейна, зоны турбидитов: 5 – песчаных, 6 – глинистых; 7 – олистостромы; 8 – места расположения разрезов и мощность отложений; 9 – границы и номера фациальных зон

на; кристаллические сланцы и гнейсы первично являлись глинистыми сланцами и песчаниками тайнинской свиты нижнего-среднего девона, а докембрийские датировки получены из цирконов осадочных пород, тонко инъецированных гранитоидным материалом раннемезозойского (?) возраста. Известно, что малые тела и мелкие дайки лейкогранитов раннего мезозоя спорадически прослеживаются вдоль зоны Главного Новоземельского разлома на расстояние более 200 км. В окрестностях губы Митюшиха и губы Северная Сульменева и губы Южная Сульменева эти тела столь тонко проникают в терригенные толщи силура, что нередко бывает трудно визуально диагностировать первичную осадочную или магматическую природу таких гранитизированных образований. В отличие от этих районов, геологическая структура района губы Машигина достаточно простая, при этом она осложнена левыми сдвигами, но выходы докембрия и зон рассланцевания с островодужными вулканитами здесь отсутствуют.

#### КАЛЕДОНСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ арх. НОВАЯ ЗЕМЛЯ

Характер проявления и роль каледонских тектонических событий в геологический истории не только Новой Земли, но и других районов Арктики неоднократно являлись предметом обсуждения, поскольку представляют не только научный интерес, но и практическую значимость. Так, природа девонского орогенеза рассматривалась в монографии Ю.Г. Леонова [19], а в Колымо-Омолонском регионе Северо-Востока Азии с этим этапом связаны крупные золоторудные и золотосеребряные месторождения, локализованные в образованиях кедонской вулкано-плутонической ассоциации средне-позднедевонско–раннекаменноугольного возраста.

На бо́льшей части Новой Земли значительных перерывов в осадконакоплении на протяжении почти всего палеозоя не фиксируется. Только вдоль Баренцевского побережья и в южной части архипелага отмечается стратиграфический перерыв по залеганию нижнефранской вулканоген-

**Рис. 13.** Лито-стратиграфический профиль – III<sub>1</sub>–III<sub>2</sub> (северная часть о. Северный).

<sup>1 –</sup> туффиты, туфопесчаники; 2 – базальты и их туфы; 3 – конгломераты и гравелиты; 4 – песчаники и кварцитопесчаники; 5 – кремнистые породы; 6 – сланцы и аргиллиты; 7 – метаалевролиты; 8 – алевропесчаники; 9 – известняки, доломиты и известковистые песчаники; 10–13 – ископаемые остатки: 10 – брахиоподы и моллюски, 11 – кораллы и строматопораты, 12 – конодонты, 13 – флора; 14 – рифы, биогермы, биостромы; 15 – стратиграфические несогласия; 16 – фациальные переходы; 17 – отложения отсутствуют





Рис. 14. Схема блокового строения арх. Новая Земля (по данным [22], с изменениями и дополнениями).

но-осадочной серии на размытых средне- и нижнедевонских отложениях (см. рис. 5).

Помимо этих событий, наиболее интересен для тектонических построений предсилурийский стратиграфический перерыв на западе центральных районов Новой Земли— от губы Безымянной и губы Грибовой на юге и до губы Архангельской на севере (см. рис. 5). В 1970—80-е гг. было установлено, что максимальная глубина размыва (и, соответственно, амплитуда поднятия) от кембрия или неопротерозоя по ордовик и часть силура отвечает таконской фазе тектогенеза (орогенеза), проявленного в каледонидах Скандинавии, Шпицбергена, Гренландии. Силурийские отложения на западе центральных районов (губы Митюшиха и губы Северная Сульменева и губы Южная Сульменева и др.) арх. Новая Земля представлены пестро-окрашенными песчаниками, гравелитами, конгломератами, ассоциирующими с алевролитами, глинистыми, а также филлитовыми сланцами, изредка известняками, мощностью 400—700 м, причем грубообломочные образования резко превалируют.

Следы отраженного каледонского тектогенеза на западе о. Северного пытались обнаружить и западноевропейские исследователи, организовав-


Рис. 15. Возраст пород арх. Новая Земля.

(а) – выходы докембрийских пород на арх. Новая Земля; (б) – контакт неопротерозоя—нижнего кембрия и ордовика на п-ове Пиритовый; (в) – определение возраста пород по циркону, по [42]; *1*–2 – венд: *1* – метапесчаники, *2* – метаалевролиты; *3*–*5* – ордовик: *3* – конгломераты, *2* – песчаники, *3* – алевропесчаники

шие совместно с российскими геологами полевые работы в 2004 и 2005 годах на юге и крайнем севере Новой Земли. Д. Джи (Университет города Уппсала, Швеция) [35] еще до начала этих исследований провел предполагаемую им восточную границу проявления каледонского тектогенеза, включив туда центральные районы Баренцева моря вплоть до 50°-55° западной долготы, а севернее – весь архипелаг Земля Франца-Иосифа (рис. 25).

Снос обломочного материала, начиная, по крайней мере, со среднего кембрия и до конца ордовика, происходил в направлении с запада на восток. Позднее, в раннем и среднем силуре, размыву подверглись и западные районы Новой

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

Земли. Конусы выноса грубообломочного материала варьируют по мощности и возрасту (от кембрия по ордовик и даже нижний силур). Вдоль западного побережья центральных районов архипелага по геолого-геофизическим материалам и данным бурения выделяется цепочка поднятий (поднятие Адмиралтейское и др.). На протяжении второй половины кембрия, ордовика и силура эти поднятия поставляли на Новую Землю обломочный материал, что подтверждается данными цирконометрии. На этом стратиграфическом интервале фиксируются многочисленные перерывы от верхов неопротерозоя по низы силура включительно, что является отражением каледонских орогенических событий на западе - северо-западе Баренцевской плиты.



Рис. 16. Геологическая карта массива Митюшев Камень.

1 – ледник; 2 – четвертичные отложения; 3 – нижнедевонские карбонатные породы; 4 – силурийские терригенные породы; 5 – гибридные(гранитизированные) породы по метабазитам и метаосадочным отложениям; *неопротерозойские гранитоиды* (6–10): 6–9 – граниты: 6 – крупнозернистые аляскитовые, 7 – мелко- и среднезернистые, 8 – порфиробластовые, 9 – пегматитовые; 10 – порфиробластовые плагиограниты и гранодиориты; 11–12 – породы: 11 – окварцованные; 12– гнейсированные; 13–14 зоны: 13 – милонитизации и катаклаза, 14 – рассланцевания; 15 – жилы раннемезозойских гранитов; 16 – дайки метабазитов неопротерозоя; 17 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 18 – надвиги; 19 – геологические границы; 20 – фациальные границы

## Возраст и причины позднегерцинской (?)раннекиммерийской складчатости арх. Новая Земля и хр. Пай-Хой и взаимоотношения со структурами Урала

Современная складчатая структура Новой Земли и Пай-Хоя создана позднегерцинско (?)—раннекиммерийским орогенезом, поскольку в ней участвуют палеозойские образования от кембрия по пермь включительно, которые на западном побережье Новой Земли перекрыты согласно залегающими на них пестроцветными отложениями низов триаса с ископаемыми остатками костей ихтиозавров, а становление структуры маркируется внедрением гранитоидов раннего мезозоя.

Раннемезозойские гранитоидные комплексы Новой Земли и Пай-Хоя отражают различные фазы переплавления коры континентального типа, уже существовавшей с допалезойского времени, в связи с орогенезом, создавшим современный структурный рисунок этого региона.

Выходы постпермских гранитоидов известны на западе центральных районов Новой Земли, где сложенные ими небольшие массивы и дайки тяготеют к зоне Главного Новоземельского разлома, а также на Карском побережье, где они пред-



Рис. 17. Контакт между неопротерозойскими митюшевскими гранитоидами и несогласно перекрывающей их осадочной толщей силура г. Запасова. *1* – песчаники с галькой гранитов; *2* – алевропесчаники; *3* – зона выветривания гранитов; *4* – граниты; *5* – разломы; *6* – пробы из песчаников и гранитов

ставлены массивом горы Черной и небольшими выходами слабо эродированных изометричных в плане тел и даек, которые прослеживаются с перерывами на расстояние до 150 км.

На западе региона они образуют аляскит-лейкогранитовый сарычевский (по горе Сарычева) комплекс, породы которого по своим петрохимическим особенностям отвечают гранитам S- и A-типов, характеризуя поздне- и, вероятно, посторогенные обстановки их формирования.

Диорит-гранодиоритовый черногорский (по горе Черной) комплекс Карского побережья имеет двухфазное строение. Образования первой фазы близки латитовому геохимическому типу Л.В. Таусона, І-гранитам Чаппела—Уайта, т.е. породам с явным участием мантийной компоненты. С формальных позиций, исходя из их петрогеохимических особенностей, они могли возникнуть в островодужных либо окраинно-континентальных обстановках. Гранитоиды второй фазы относятся к известково-щелочным образованиям и отвечают гранитам S-типа, внедрявшимся в обстановке континентальной коллизии.

Такие петрогеохимические особенности раннемезозойских гранитоидов могли бы свидетельствовать в пользу представлений о существовании к востоку от архипелага в акватории Карского моря реликтов океанической коры или коры переходного типа поздних уралид, однако, этому противоречат (табл. 4):

 присутствие шельфовых мелководных существенно карбонатных осадков силура и нижнего девона, прорванных гранитоидами черногорско-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022



Рис. 18. Геологическая карта района губы Северной Сульменева.

1 – ледники; 2 – четвертичные осадочные породы; 3 – раннемезозойские гранитоиды (жилы, дайки, штоки); 4 – позднедевонские долериты и габбродолериты (силлы); 5 – алевролиты, сланцы и песчаники среднего девона; 6 – песчаники и конгломераты верхнего силура; 7 – алевролиты, сланцы и песчаники нижнего силура; 8 – якорнинский метабазит-метаультрамафитовый комплекс; 9–10 – сульменевская серия: 9 – кристаллические сланцы, амфиболиты, редко – кварциты и плагиогнейсы; 10 – мраморы; 11 – неопротерозойские граниты и пегматиты (силлы, дайки); 12 – разломы: а – достоверные, 6 – предполагаемые, в – надвиги; 13 – элементы залегания пород

го комплекса, в блоке, надвинутом со стороны Карского моря;

 совершенно согласное залегание в этом же блоке средне-верхнедевонских карбонатно-кремнисто-вулканогенно-глинистых рифтогенных конденсированных отложений на мелководных, подчас рифогенных, карбонатных породах нижнего девона;

 снос осадочного материала, начиная с каменноугольного времени, с востока (со стороны Карского моря) на запад;

	№ образца	К-Аг (млн лет)	Изотопы U-Pb (Pb-Pb), (Sm-Nd), (Rb-Sr) (млн лет)	Аналитик	Метод датирования	Порода
110	ıĸ-B	I	$1550 \pm 80$ $1490 \pm 100$	А.П. Чухонин (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия)	Термоион. эмиссия по микронавескам циркона, (1984 г.)	Двуслюдяной кристаллический сланец
10	7к-12а	I	$1300 \pm 90$	А.П. Чухонин (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия)	Термоион. эмиссия по микронавескам циркона, (1984 г.)	Плагиогранит
11	0к-5	1	618±8и 181 = 25	J.Walker (University of Kansas, Kansas, USA)	SHRIMP по цирконам, (1996 г.)	Микродолерит
10	7ĸ-1	584 ± 27	598 ± 26 и 174 ± 25	И.А. Загрузина (BCEГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия), J.Walker (University of Kansas, Kansas, USA)	К–Аг классический (1985 г., 1996 г.)	Гранит аляскитовый
10	)7к-1а + 129к-2	I	844 ± 53 (Pb −Pb); 303.9 ± 3.7 (Rb−Sr); 1280 ± 70 (Sm−Nd)	Б.В.Беляцкий (ИГГД, г. Санкт-Петербург, Россия)	2-х точечная изохрона, (2003 г.)	Гранит аляскитовый
10	)7к-1а	l	739 ± 5	А.К. Худолей (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP по цирконам, (2005 г.)	Аляскитовый плагиогранит
10	)7к-1А	l	737 ± 35 и 209 ± 38	Н.В. Гольцин (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP по цирконам, (2008 г.)	Аляскитовый плагиогранит
10	17K-1A		675 ± 27	Е.Н. Лепехина (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP по цирконам, (2008 г.)	Аляскитовый плагиогранит
11	0к-10		700 ± (пики от 1100 до 1165; 2200)	Е.Н. Лепехина (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP по цирконам, (2008 г.)	<i>Bi</i> -гнейс с прожил- ками гранитов
1(	)8к-2		710±5 (мелкий пик 1000)	Е.Н. Лепехина (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP по цирконам, (2008 г.)	<i>Pl-Cl-Act</i> сланец с жилками гранитов
11	3к-1	I	604±9и 89±42	J.Walker (University of Kansas, Kansas, USA)	SHRIMP по цирконам, (1996 г.)	Жилки гранитов среди долеритов позднего девона
1(	)9к-12	I	1000—1200 (мелкий пик 500)	J.Walker, (University of Kansas, Kansas, USA)	SHRIMP по цирконам, (2008 г.)	Pl-Amf сланец
13	3 <b>K-8</b>	I	711 ± 5	Е.Н. Лепехина (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP по цирконам, (2015 г.)	Амфиболитит (горнблендит)

Таблица 1. Метаморфические и магматические породы губы Северная Сульменева (запад о. Северный)

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

40

# КОРАГО и др.

№ п/п	№ образца	К-Аг (млн лет)	U-Pb (млн лет)	Аналитик Метод датирования		Порода
13	48к-1	—	680 ± 50 и 730 ± 50	А.П. Чухонин (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия).	Термоионная эмиссия циркон,	Пегматоидный гранит
14	48ĸ-1	325 ± 11		В.Л. Андреичев (ИГ КФАН, г. Сыктывкар, Россия)	(1984 г., 1982 г.) К–Аг классический	Пегматоидный гранит
15	68к-2. гора Литке	445 ± 16	Ι	А.П. Чухонин (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия), В.Л. Андреичев (ИГ КФАН, Сыктывкар)	Термоионная эмиссия циркон, (1984 г., 1982 г.) К–Аг классический	Порфиробласти- ческий гранит
16	68к-2	_	717 ± 4 и 235 ± 11	J. Walker (University of Kansas, Kansas, USA)	SHRIMP, циркон, (1996 г.)	Порфиробласти- ческий гранит
17	48к-1	_	$609 \pm 4_{ m H}$ $189 \pm 22$	J. Walker (University of Kansas, Kansas, USA)	SHRIMP, циркон, (1996 г.)	Порфиробласти- ческий гранит
18	41к-4	—	587 ± 7	J. Walker (University of Kansas, Kansas, USA)	SHRIMP, циркон, (1996 г.)	Порфировид- ный гранит
19	64к-1 залив Енисей	_	726± и 215—220	А.К. Худолей (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP, циркон, (2005 г.)	Гранит-аплиты прорывают нижний девон
20	23к-1	_	479 ± 10	А.К. Худолей (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия)	SHRIMP, циркон, (2005 г.)	Галька гранита из конгломера- тов силура

Таблица 2. Граниты района гранитоидного массива Митюшев Камень (запад о. Северный)

Таблица 3. Осадочные породы силура района граниоидного массива Митюшев Камень (запад о. Северный)

№ пп	№ образца	U-Рb, возраст (млн лет)	Порода
21	10к + 10к-1	540-620, 710 и 510	Песчаники, залегающие на вендских гранитах
22	14к-1	650, 510	Конгломерат из силура
23	32к-7	650, 345, 450	Гравелиты с жилами гранитов
24	40к-6	615, 495–500	Кварцитопесчаники

Примечание. Метод датирования SHRIMP, циркон, 2008 г., аналитик Н.В. Гольцин (г. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ).

 – мозаичный рисунок аномального магнитного поля Новой Земли и Карского моря в отличие от линейного рисунка Урала;

 – более молодой радиологический возраст гранитоидов для Карского побережья относительно запада Новой Земли, хотя с позиции плитной модели поздних уралид (пайхоид), должно быть наоборот.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ АРКТИКИ

На основании реконструкций геодинамических обстановок проявления магматизма на арктических островах России можно пролить свет на историю геологического развития и тектонику всей Российской Арктики [3, 8, 9].

Данные о допалеозойских магматических комплексах свидетельствуют о проявлении в конце неопротерозоя двух этапов базитового и гранитоидного магматизма — во второй половине криогения и в эдиакарии в интервалах 730—690 и 610—590 млн лет, указывающих на наличие блоков бывшей Арктиды на западе (Новая Земля), в центральной части (Северная Земля) и на востоке (Новосибирские о-ва и о. Врангеля) современной Арктики. Принадлежность этих блоков в настоящее время единой плите, переработанной вдоль ее южной границы позднегерцинско—раннекиммерийскими и элсмирскими складчато-надвиговыми преобразованиями (арх. Новая Земля



**Рис. 19.** Схематическая геологическая карта района губы Машигина (по [34], с изменениями и дополнениями). *1* – пермь (сланцы и известняки; *2* – карбон (доломиты и известняки); *3* – девон (сланцы и песчаники); *4* – докембрий (песчаники, сланцы, конгломераты); *5* – докембрий (?) (вулканокластические породы); *6* – магматические породы; *7* – ледник; *8* – места отбора проб экспедицией О. Хольтедаля, проанализированные Ф. Корфу [34]

и Таймыро-Североземельский блок), а также позднекимммерийским орогенезом (о-ва Ляховские и Анжу), либо являются ее осколками среди кристаллических пород более раннего докембрия, не выявлена.

В высокоширотной Арктике проявлены три этапа площадного базитового магматизма - позднедевонский (позднеживетско-раннефранский), позднепермско-раннетриасовый и позднемезозойский [13] (рис. 26). Среди них наиболее ярко выражен позднедевонский магматизм Новой Земли. (Средне)-позднедевонский базитовый магматизм, по-видимому, был связан одновременно и с заключительными фазами кадедонско-элсмирского орогенеза (закрытием океана Япетус), и с началом уральской коллизии. Петрографическая провинция этих базитов в Баренцево-Северо-Карском регионе имеет в плане неправильную, но, в целом, достаточно изометричную форму, что, с учетом изотопных Sr-Nd-Pb характеристик магматитов, позволяет рассматривать их в качестве производных плюмовой активности. Не исключено, что проявления щелочно-ультраосновного (с карбонатитами) и нефелин-сиенитового магматизма Кольского п-ова, кимберлитоподобных пород и кимберлитов Терского берега этого же полуострова, Зимнего берега Архангельской области и Тимана (?) с датировками  $380-370 \pm$  млн лет, также были связаны с деятельностью теплового потока, идущего из глубинных геосфер Земли, т.е. с деятельностью этого же плюма. Поскольку в границах средне-позднедевонской базитовой провинции выделяются три линейные зоны второго порядка (Канино-Тиманская, Печоро-Колгуевская и Пайхойско-Вайгачско-Новоземельская), то можно предположить, что плюмовый магматизм первоначально в форме рассеянного спрединга сменился затем рифтогенезом с линейно-упорядоченным спредингом, приуроченным к границам разнородных геоблоков, - или эти два процесса протекали одновременно. Все остальные ареалы базитового магматизма этого возраста распространены в прибрежных материковых районах Арктики (на западе – Кольский п-ов и Тимано-Печорская область с о. Колгуев, хребет Пай-Хой, в централь-



56°00′ в.д.

**Рис. 20.** Аэрофотоснимок северного берега губы Машигина. Отмечены (зеленым) пластовые тела долеритов D<sub>2-3</sub>.

ных районах — устье р. Лены, южнее — Вилюйский рифт).

Н.Л. Добрецов [10] на примере Урало-Монгольского складчатого пояса (Палеоазиатского океана) развивает мысль о том, что все крупнейшие этапы перестройки и закрытия глобальных геоструктур (в частности, Палеоазиатского океана) связаны с масштабными проявления плюмового (в первую очередь, траппового) магматизма в девоне (Европейский суперплюм), пермо-триасе (Сибирский суперплюм).

Предполагалось, что длительная эволюция Палеоазиатского океана в интервале 950—250 млн лет была единой, при этом отрицалось развитие структур Урала (Уральского палеоокеана) и других секторов Урало-Монгольского пояса в противофазе [10].

Мы считаем такое понимание Палеоазиатского океана излишне широким на основании следующих фактов:

 несовпадение структурных планов складчатых структур герцинид Урала (уралид) и его допалеозойского (байкальского) основания, равно, как и ранних киммерид Новой Земли и ее байкальского основания (на юге архипелага);

 угловые и азимутальные несогласия между этими мегакомплексами;  наличие допалеозойских магматических формаций на северо-востоке Европейской России (в том числе, в Тимано-Печорской области), указывающих на геодинамические обстановки их формирования в условиях перехода коры океанического типа в континентальную.

Вместе с тем, бесспорным фактом является существование (от позднего докембрия до позднего палеозоя включительно) океанических бассейнов, располагавшихся между Восточно-Европейской и Сибирской дорифейскими платформами, хотя представления о их прямой унаследованности, т.е. полициклическом развитии допалеозойского (собственно Палеоазиатского) и палеозойского (Уральского) океанических бассейнов, не имеют прямых подтверждений. Масштабные и достаточно кратковременные проявления базитов, в частности, позднеживетско-раннефранских на Новой Земле, Вайгаче, Пай-Хое и других частях Баренцево-Северо-Карского региона, приурочены к переломным рубежам в геологической истории крупных геоструктур, т.е. к окончанию элсмирской орогении (гипотетический океан Япетус) и началу уральской коллизии [30]. Базитовый магматизм проявлялся в пределах разграничивающего их стабильного эпигренвильско-байкальского геоблока как в форме рассеян-



Рис. 21. Геологическая карта губы Машигина с местами находок фауны девона (а), девонские конодонты (б).

ного, так и линейно-упорядоченого спрединга (рифтогенеза).

Позднемезозойская базитовая провинция масштабно проявлена на западе высокоширотной Арктики (арх. Земля Франца-Иосифа с окружающей акваторией и с отголосками на севере и в

центральной части Новой Земли), и на востоке – о. Беннетта в арх. Новосибирские острова. Базальтоиды арх. Свальбард, арх. Земля Франца-Иосифа, группы о-вов Де-Лонга и Канадских Арктических островов традиционно рассматриваются в рамках одной большой позднемезо-



**Рис. 22.** Конкордия возрастов конгломератов S<sub>1</sub>\_D<sub>1</sub>.

зойской магматической провинции [11]. Петрохимические, изотопно-геохимические и геохронологические характеристики свидетельствуют о плюмовой природе магматизма, приведшей к ее формированию в высокоширотных районах Арктики [4, 13].

Новые геохронологические материалы были получены для группы о-вов Де-Лонга (восточное звено Российской Арктики) в результате экспедиций ВСЕГЕИ с участием авторов в 2011 и 2013 годах. На о. Жохова известны позднеюрско-раннемеловые датировки ксенолитов долеритов. Для вулканитов о. Беннетта пока не получено новых датировок – они остались прежними  $124 \pm 6 - 106 \pm 4$  млн лет (К-Аг-метод), тогда как для о-вов Генриетты и Жаннетты впервые получены U-Pb конкордантные возрасты магматических цирконов — 135.9  $\pm$  1.4, 145.4  $\pm$  4.2 млн лет (силлы трахибазальта и диоритового порфирита), 112.1 ± 2 млн лет (силл трахибазальта). Это может свидетельствовать о проявлении на Новосибирских о-вах (помимо о. Беннетта и косвенно о. Жохова) - раннемелового Арктического плюма, причем, если на о. Беннетта доминирует покровная фация, то на о. Генриетты и о. Жаннетты имеются данные только об интрузивах.

Большое значение для плюма (в данном случае – раннемелового) имеют степень зрелости литосферного профиля, высота подъема фронта магмообразования, остаточная энергоемкость и способность проплавления литосферы. Если считать центром проплавления восточного звена (о-ва Де-Лонга) район о. Беннетта с его более, чем 20 покровами базальтоидов, то на удалении от ствола мантийной интрузии имеются редкие интрузивные проявления (о. Генриетты, о. Жаннетты, о. Жохова с ксенолитами долеритов).

Пока отсутствует подтверждение наличия вулканитов позднеюрско—раннемелового возраста и, возможно, этот магматизм будет сквозным по отношению к западному и восточному звеньям (Арктический суперплюм) или эти звенья являются независимыми, продуцируемыми близкоодновременно двумя (?) раздельными головными частями одного или нескольких плюмов [10].

Наиболее глубокая скважина (IODP-302; 428м) проекта глубоководного бурения ACEX (2004 г.) только в самых низах разреза вскрыла терригенные породы кампана (маастрихта (?)), а редкие псефитовые обломки базальтов и долеритов, встреченные в самом верхнем литологическом комплексе, несут признаки ледового разноса [18, 29].

# Формирование современного рельефа арх. Новая Земля и прилегающего шельфа

В рельефе Новой Земли выделяются три области, различающиеся абсолютными отметками, морфологией поверхности и характером расчлененности (рис. 27).

Интенсивные процессы глубинной эрозии с образованием каньонов глубиной до 100 м можно наблюдать по всему архипелагу, однако наиболее контрастно они выражены на крайнем юге и на севере Новой Земли.

Кайнозойский рифтогенез и сопутствующий ему магматизм проявлены слабо. Локальные импульсы новейшего вулканизма (1.6 млн лет) известны лишь на северо-восточном побережье Новой Земли. Они слагают небольшие трубки взры-



Рис. 23. Гистограмма возрастов детритовых цирконов из палеозойских пород арх. Новая Земля.

ва ультрабазит-базитового (?) состава, внедрение которых, вероятно, связано с гипотетическими движениями в Приновоземельском прогибе, расположенном восточнее, на границе шельфа Карского моря.

В Баренцево-Северо-Карском регионе (БСКР) не отмечается накопления мощных неоген-четвертичных осадочных толщ, т.е. новообразований молодых впадин с компенсированным осадконакоплением, которые, как правило, являются унаследованными. Новая Земля в кайнозое испытывает восходящие движения, что выражается в лестнице поднятых морских террас плейстоцен-голоценового возраста [5, 6, 38]. Кроме того, на острове Северном архипелага проявлен кайнозойский вулканизм, возраст которого оценивается моложе 10 млн лет [13]. Здесь обнаружен ряд вулканических аппаратов (трубок взрыва), приуроченных к разломам северо-западного простирания.

#### Различия рельефа Южного, Центрального и Северного блоков

Если, рассматривая докайнозойскую (или даже доюрскую) геологическую историю развития архипелага и принимая во внимание особенности его допалеозойского основания, можно рассматривать эволюцию двух или трех геоблока, то с кайнозойского времени морфологически четко обособляются три блока. Южный и Северный блоки представляют собой прибрежные, в значительной степени пенепленизированные и в дальнейшем террасированные (особенно Южный блок) равнины, тогда как разделяющий их, гораздо более крупный и сложнее устроенный Центральный блок является расчлененной низкогорной территорией с рельефом альпийского типа. Возраст блока на высотах от 600-800 до 1400-1600 м установлен как олигоцен-неогеновый [17]. Начало новейшего воздымания арх. Новая Земля с возрождением горно-складчатых сооружений



Рис. 24. Схема становления и преобразования континентальной коры в Баренцево-Карском регионе.

1-6 – блоки с континентальной корой: 1 – дорифейские, 2 – гренвильские, 3 – гренвильские (с многочисленными дорифейскими микроблоками), 4 – допалеозойские (тиманские), 5 – герцинские, 6 – каледонские; 7–11 – конструктивные этапы преобразования континентальной коры в результате орогенеза и гранитообразования: 7 – этапы: *a* – каледонские; 6 – предполагаемые (каледонские), 8 – элсмирско-герцинские, 9 – герцинские, 10 – раннекиммерийские, 11 – альпийские; 12–18 – деструктивные этапы преобразования континентальной коры в результате орогенеза и (ультрамафит-)мафитового магматизма: 12 – поздний протерозой, 13 – поздний девон-ранний карбон (базитовый магматизм), 14 – поздний девон-ранний карбон (шелочно-ультраосновный магматизм), 15 – ранний триас (рифтогенез), 16 – рифтогенез и базитовый магматизм, 17 – поздний мезозой, 18 – кайнозой; 19 – разломы; 20 – разломы надвиговой природы; 21 – бровка континентального склона



**Рис. 25.** Схема взаимоотношений между каледонидами, тиманидами, уралидами и кратонами палеоконтинентов Балтика и Сибирь при открытии Северной Атлантики и Евразийского бассейна (по данным [37]). *1* – океанические бассейны; *2* – континентальный шельф; *3* – уралиды; *4* – поздние каледониды (?); *5* – каледониды; *6* – тиманиды; *7* – кратоны; *8* – сутура; *9* – деформации; *10* – зона спрединга

поздних герцинид—ранних киммерид началось в олигоцене [8].

Наиболее четко выраженные аккумулятивные или абразионные морские уровни прослеживаются на архипелаге до отметок +300 (+400) м, что связывается с величиной максимальной позднекайнозойской трансгрессии и, возможно, - с последующим неотектоническим или гляциоизостатическим поднятием побережий [17, 21, 33]. В пользу значительного вклада собственно неотектонических процессов в формирование современной морфоструктуры архипелага Новая Земля говорит его расчлененность и свидетельства активных знакопеременных движений окружающих Новую Землю шельфов морей Баренцева и Карского [15, 16]. Новоземельский архипелаг от окружающего шельфа морфологически обособлен глубокими (до -500 м) и контрастными Западно- и Восточно-Новоземельским желобами,

происхождение которых дискуссионно. Большинство современных исследователей считают, что желоба обязаны своим происхождением воздействию плейстоценовых ледниковых потоков. Вместе с тем, контуры краевых ледниковых морен на шельфе никак не соответствуют простиранию желобов, их днища свободны от ледниковых образований [30]. На сейсмоакустических профилях, пересекающих желоба, хорошо видны тектонические нарушения, приуроченные к бортам и дну желобов, а очертания желобов полностью повторяют тектонические границы Новоземельского орогена. Все это свидетельствует о неотектонической природе как Западно-Новоземельского, так и Восточно-Новоземельского желобов.

Дискуссионные вопросы генезиса и возраста террас Новой Земли обусловлены в первую очередь различными палеогеографическими представлениями отдельных исследователей о масштабах

	14	пагичее	кис породы	восточно	ю поосрежвя о. Северного	(тора терная)	
№	№ образца	K–Ar (млн лет)	Ar—Ar (млн лет)	U—Pb (млн лет)	аналитик	метод датирования	порода
1	300к	210 ± 13	_	_	И.А. Загрузина (ВСЕГЕИ, СПб, Россия)	Классический по валу, (1985 г.)	Гранодиорит І-ой фазы
2	306к-1	196 ± 11	_	_	И.А. Загрузина (ВСЕГЕИ, СПб, Россия)	По биотиту, (1985 г.)	Гранит
3	304к	—	244 ± 08	_	P. Cohelend (EXXON, Houston, USA)	По биотиту, (1996 г.)	І-ой фазы
4	Ик-1	I	$251 \pm 2$	_	А.Н. Ларионов (ВСЕГЕИ, СПб, Россия)	По биотиту, (2010 г.)	Монцодиорит II-ой фазы
	Магматически	е породы з	ап. побереж	кья о. Севе	ерного и губы Безымянной	і (северо-запад о.	Южного)
5	Гора Сарычева	180	_	_	И. Полевая (ВСЕГЕИ, СПб, Россия)	По валу, (1950 г.)	Лейкогранит
6	Губа Южная Сульменева	230-240	_	_			Пегматоид- ный гранит
7	2126 гора Сарычева	-	256 ± 2	_	P. Cohelend (EXXON, Houston, USA)	SHRIMP, по калишпат, (1996 г.)	Порфировид- ный гранит
		_	-	382 ± 3 (?)	А.Н. Ларионов (ВСЕГЕИ, СПб, Россия)	SHRIMP(SIMS) циркон, (2006 г.)	Граниты прорывают слои D <sub>1</sub>
8	Мыс Сыроежка	_	_	612 ± 5 (?)	А.Н. Ларионов (ВСЕГЕИ, СПб, Россия)	SHRIMP(SIMS) циркон, (2010 г.)	Граниты прорывают долериты слоя D <sub>3</sub>
9	08-1, р. Безымянная	_	218.8 ± 1.4	-	P. Cohelend (EXXON, Houston, USA)	По валу, (1996 г.)	Постороген- ные дайки
10	020-5 р. Безымянная	_	255 ± 17	_	P. Cohelend (EXXON, Houston, USA)	По валу, (1996 г.)	умеренно- щелочных габброидов

**Таблица 4.** Изотопные датировки постпермских орогенных и посторогенных магматических комплексов арх. Новая Земля

Магматические породы восточного побережья о. Северного (гора Черная)

Примечание. Выделены (жирным) датировки, не отвечающие нашим геологическим наблюдениям.

плейстоценовых оледенений. Одни исследователи, отстаивающие предположение преобладания ледниковых обстановок на Баренцево-Карском шельфе, настаивают на позднеплейстоцен-голоценовом возрасте и гляциоизостатической природе террас архипелага [33, 38, 41]. Другие исследователи удревняют возраст наиболее высоких террас до неогена, а их происхождение связывают со сложными трансгрессивно-регрессивными циклами в позднем кайнозое [17, 31]. Датирование поднятых древних береговых линий проводилось и ранее, но в последние два десятилетия получено большое количество датировок как морских террас Новой Земли, так и озерно-болотных отложений на архипелаге, но значительный разброс в высотных отметках одновозрастных террас на архипелаге пока не объяснен [5, 6, 12, 17, 33, 34, 40, 42].

По новым данным, береговые линии архипелага Новая Земля высотой 110–118 м имеют воз-



Рис. 26. Схема распространения базитового магматизма Евразийской Арктики.

Показан (арабские цифры) радиологический возраст магматитов (млн лет).

1 — провинции и ареалы раннемезозойского магматизма: a — их границы и поля,  $\delta$  — участки концентрации тел в Чукотском ареале; 2 — провинции и ареалы позднемезозойского магматизма: a — их границы и поля,  $\delta$  — выходы на дневную поверхность, e — участки концентрации тел (по полученным геолого-геофизическим данным и бурению в акватории); 3 — границы и ареалы раннекайнозойского магматизма; 4 — участки концентраци раннекайнозойских—четвертичных вулканитов; 5 — вулканические центры постмиоценового вулканизма; a — щелочно-базитового и фоидитового,  $\delta$  — умереннощелочно-базитового; e — предполагаемые;  $\delta$  — условные границы провинции постмиоценового вулканизма на северо-востоке Азии и Аляске; 7 — вулканические хребты и их оси; 8 — выходы молодых вулканитов в Евразийском и Амеразийском бассейнах; 9 — разломы: a — основные,  $\delta$  — магмоконтролирующие; 10 — границы полей континентальных и океанических базитов на востоке Гренландии, по [20]; 11 — бровка континентального склона; 12 — скважины в акватории вскрывшие базальты

раст 27000 лет, а высотой 100-115 м - 41000 лет [40]. В то же время, показано, что отложения, залегающие на мысу Кабаньем (о. Южный арх. Новая Земля) лишь на несколько метров выше современного уровня моря, датированы в 25-26 тыс. лет [5] (рис. 28). Такой возраст осадков, залегающих практически на уровне моря, противоречит гляциоизостатической гипотезе. Поэтому мы рассматриваем подъем архипелага как неотектонический, сопровожлавшийся блоковыми движениями, которые и привели к современному положению одновозрастных морских террас на разных гипсометрических уровнях. Все это свидетельствует о значительной неотектонической активности в позднем кайнозое – как на арх. Новая Земля, так и на шельфе.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При оценке возраста фундамента архипелага Новая Земля важна трактовка древних датировок по цирконам (в особенности, из пород базитового состава). Эти датировки, противоречащие натурным наблюдениям, вероятно, свидетельствуют об эксгумации древних радиологических меток более молодыми (раннемезойскими) магматическими образованиями и о наложенных метаморфических процессах в зоне Главного Новоземельского разлома, которые проявлялись неоднократно, подчас уничтожая даже более молодые радиологические метки. Нередко (например, в самом северном выходе массива Митюшев Камень, у подножия горы Приметная), наряду с лейкократовыми и аплитовидными гранитами свежего облика, рассекающими девонские вулканогенно-осадочные толщи, встречаются гнейсированные более меланократовые разности, а также такситовые и полосчатые гибридные породы со скоплениями новообразованных темноцветных минералов — биотита и, реже, амфибола. Возможен еще вариант попадания древних (неопротерозойских) цирконов в более молодые породы (например, позднедевонские диабазы) за счет инъекций их раннемезозойскими гранитами, "захватившими" до этого древние цирконы из гранитов массива Митюшев Камень.

Ни на юге, ни на севере Новой Земли слелы каледонских тектонических событий не выражены. Вместе с тем, на основании цирконометрии по результатам экспедиции 2005 года [37] был сделан вывод, что на севере-северо-востоке Новой Земли на рубеже ордовик-силур произошло значительное изменение источников сноса обломочного материала. Если в кембрий-ордовикское время преимущественно размывались поздние тиманиды, то, в конце ордовика-силура и, особенно, от позднего силура в Новоземельский бассейн материал поставляли гренвильские и более древние комплексы; а роль тиманид была незначительна. В досилурийское время, кроме того, размыву подверглись раннекаледонские (?) гранитоиды, при этом положение источников сноса обломочного материала для этих районов неясно.

Предполагается, что установленные по сейсмическим данным каменноугольные и девонские (а, возможно, и более древние) осадочные толщи залегают на тиманском (?) фундаменте по периферии Адмиралтейского поднятия. Однако возраст магматической кристаллизации цирконов из гальки плагиогранитоидов конгломератов силура-нижнего девона дает значение 479 ± ± 5 млн лет. Валуны и гальки плагиогранитов составляют в конгломератах до 20-40%, наряду с валунами и гальками кварцитов, кварца, хлоритизированных микродолеритов. По минеральному (плагиоклаз + хлоритизированный биотит ±  $\pm$  мусковит) и химическому (Na<sub>2</sub>O  $\gg$  K<sub>2</sub>O) составу плагиограниты близки островодужным образованиям.

Эти факты, по нашему мнению, позволяют достаточно определенно рассматривать внедрения раннемезозойских гранитоидов в качестве финального сиалического магматизма в результате переплавления уже существовавшей здесь с допалеозойского времени коры континентального типа при замыкании внутрикратонного среднедевонского-пермско-триасового рифтогенного прогиба (см. рис. 4).

Причины, вызвавшие складчатость на Пай-Хое и Новой Земле, дискуссионны. Часть исследователей по-прежнему считают этот регион непосредственным продолжением структур Урала,

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022



Рис. 27. Орографическая схема арх. Новая Земля. Блоки: І – южный; II – центральный; III – северный.

связывая более молодой возраст складчатости с "косой" коллизией, возраст которой омолаживается в направлении с юга-юго-запада на север северо-восток. С.В. Руженцев [25], выделил на Полярном Урале офиолиты и батиальную серию образований позднедевонско-раннекаменноугольного возраста на основании находок конодонтов в известняках нижнего офиолитового аллохтона массивов Рай-Из и Сыум-Кеу, которые обычно датируются ордовикско-раннесилурийским временем. Полярно-Уральский океан моложе, чем в более южных районах и, возможно, продолжался на север, восточнее Новой Земли, в пределы Южно-Карской котловины, различия в развитии Новой Земли и Полярного Урала наметились только в позднем палеозое [25]. Однако, и при такой трактовке причины и время проявления складчатых деформаций в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе не находят достаточных объяснений.

Л.Г. Павлов и В.В. Орго [22] объясняют структуру Новой Земли результатом сочленения ряда



Рис. 28. Основные разрезы четвертичных морских террас арх. Новая Земля.

микроблоков. Согласно их взглядам, в допалезойское время произошло столкновение Южного и Северного (за исключением его современной северо-восточной оконечности) блоков. В позднем палеозое к ним причленился Северо-Восточный микроблок, а в частях осевых зон в раннем мезозое произошла складчатость при коллизии микроплит в результате спрединговых процессов, произошедших в гипотетическом Обском океане [2].

Ю.Д. Шульга [22] считает складчатые процессы на Новой Земле результатом интенсивного подъема в раннем мезозое мантийного диапира (или даже нескольких диапиров) — на юге и севере Карского моря и на юге Баренцева моря, компенсированного по принципу изостазии образованием над ним области растяжения и осадконакопления, что повлекло за собой сжатие на арх. Новая Земля, а, возможно, и на п-ов Таймыр.

Мы полагаем, что, несмотря на ряд имеющихся противоречий, процессы линейно-упорядоченного растяжения (т.е. спрединга) в Евразийском Арктическом глубоководном бассейне являются объективной реальностью. Если это действительно так, то с позиций тектоники плит они должны были компенсироваться либо субдукцией (никаких предпосылок для проявления которой не имеется), либо процессами сжатия на прилегающих территориях. Поскольку предполагается, что процессы спрединга начались не ранее 50 млн лет назад, то появление и последующий рост возрожденных орогенов по их периферии можно связывать с этими процессами.

И.С. Грамберг [3] считал, что в числе геологических факторов, контролирующих время образования глубоководных впадин, общее поднятие шельфовых зон Северного Ледовитого океана в палеогене и неогене, которое рассматривалось как движение, компенсирующее образование глубоководных впадин.

Можно считать, что эти вертикальные движения представляют собой компенсационный рассеянный орогенез. Не исключено, что он свойственен только новейшей геологической истории Земли, хотя, может быть, существовал и в более отдаленные геологические эпохи, но его последствия скрыты последующими тектоническими событиями. Кстати, подобные процессы глыбового горообразования еще более интенсивно проявлены в Восточной Арктике, где о. Генриетты и, особенно, о. Жаннетты (арх. Новосибирские острова) представляют собой в современном рельефе поднятия с субгоризонтальными поверхностями выравнивания и крутыми (до 40°–45°) обвальноосыпными склонами.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В раннем палеозое-силуре на юге и частично западе центральных районов Новой Земли господствовали обстановки мелководного карбонатного и терригенно-карбонатного шельфа, тогда как в северных районах накапливались преимущественно турбидитные существенно терригенные осадки. Значительная часть центральных районов, со второй половины кембрия и до середины силура, попали в область отраженного каледонского орогенеза. Часть осадков была размыта, а в области их накопления за счет сноса с запада (с Адмиралтейского поднятия) превалировали конуса выноса грубообломочного материала и псефито-псаммито-алевритовые осадки с резко подчиненными им карбонатными илами и глинистым материалом в застойных обстановках сероводородного заражения. В раннем девоне на большей части Новой Земли происходит выравнивание условий седиментации. Со среднегопозднего девона в режиме рифтогенеза четко обособляются две структурно-фациальные зоны: на западе (терригенно)-карбонатного шельфа, на востоке – доманикоидная, сменяющаяся кремнисто-терригенными более глубоководными комплексами. Такая зональность сохраняется до уфимского времени. Однако уже в карбоне намечается наиболее глубокая часть бассейна с приподнятым восточным бортом, что указывает на его автономность и отсутствие прямой связи с Уральским океаном. От уфимского века пермского периода начинается этап заполнения бассейна обломочным материалом, поставшиком которого являлся быстро растущий Уральский ороген.

В разрезах Северного блока отсутствуют мезопротерозойские образования, поскольку датировки этого возраста, полученные по циркону методом термоионной эмиссии для района губы Северная Сульменевой, не подтвердились. Вместе с тем, модельный возраст образца гранита около 1 млрд лет.

Достаточные основания для суждений об однозначном присутствии в разрезах крайнего севера Новой Земли вендских (эдиакарских) слоев отсутствуют, а соответственно, — и о согласном залегании кембрия на венде.

По данным геохронометрии цирконов из гранитоидов Митюшева Камня и геологическим наблюдениям фундамент к северу от зоны Байдарацкого разлома неопротерозойский, но более древний, чем тиманский фундамент южных районов Новой Земли. Не исключено, что большинство докембрийских U–Pb датировок (а, может быть, и все) из зоны Главного Новоземельского разлома (районы губы Митюшиха и губы Южной Сульменевой и губы Северная Сульменевой) – результат динамометаморфизма.

На основании имеющегося фактического материала (сейсмические данные, бурение и сведения по стратиграфии кембрия — силура на западном побережье Новой Земли) нами предполагается, что Адмиралтейское поднятие может рассматриваться в качестве энсиалической островной дуги каледонид, возникшей на более древнем кристаллическом основании со зрелой континентальной корой.

Получены новейшие данные о возрасте детритовых цирконов из осадочных пород северо-запада Новой Земли (метод LA-ICPMS). Среди большого количества определений с допалеозойскими датировками, встречаются единичные каледонские даты. Одно определение из плагиогранитоидной гальки силура (метод SHRIMP) дает раннекаледонский возраст.

Таким образом, между ордовиком и поздним силуром произошло коренное изменение источников сноса обломочного материала. В ордовике преимущественно размывались поздние тиманиды, а с позднего силура в Новоземельский бассейн материал поставляли уже гренвильские и более древние комплексы, роль тиманид была незначительна. В досилурийское время, кроме того, размыву подверглись раннекаледонские (?) гранитоиды. В ордовике внедрение и размыв гранитоидов на поднятиях не были значительно разорваны во времени, равно как и накопление продуктов их разрушения на Новой Земле.

Полученные данные могут внести коррективы в представления о допалеозойском возрасте становления первичной континентальной коры на западе Евразийской Арктики.

Образец из конгломератов нижнего силура-нижнего девона показал пик 615 млн лет (более 90%), который, очевидно, вызван цирконами из митюшевских гранитов. Однако псефито-псамитовые породы среднего палеозоя инъецированы тонкими гранит-аплитовыми прожилками, то есть возраст этой гранитизации – раннекиммерийский (триасовый).

Принципиальное различие в развитии структур Урала и Пай-Хоя — Новой Земли состоит в том, что Урал сформировался в результате эволюции коры океанического типа, а Пайхойско-Новоземельский прогиб образовался как интракратонная структура. Довольно незначительное проявление надвигово-складчатых деформаций и слабо асимметричная структура Новой Земли обусловлены прежде всего ее внутриплитным положением. Коллизия в результате столкновения двух разнородных плит (Урал), безусловно, была несравненно масштабней, как и предшествующее растяжение, не достигшее на Новой Земле океанической стадии и приведшее к возникновению относительно узкого глубоководного прогиба. По вопросу о механизмах и причине складчатости Пай-Хойско — Новоземельского региона все приведенные точки зрения в той или иной степени уязвимы и не дают достаточно обоснованных представлений о природе и времени проявления складчатых деформаций на Новой Земле.

В высокоширотной Арктике проявлены три этапа площадного базитового магматизма – позднедевонский (позднеживетско-раннефранский), позднепермско-раннетриасовый и позднемезозойский. Наиболее ярко выражен позднедевонский магматизм Новой Земли. (Средне)-позднедевонский базитовый магматизм, по-видимому, был связан одновременно и с заключительными фазами кадедонско-элсмирского орогенеза (замыканием океана Япетус), и с началом уральской коллизии. Петрографическая провинция этих базитов в Баренцево-Северо-Карском регионе может рассматриваться в качестве производных плюмовой активности.

Авторы считают, что кайнозойский подъем архипелага был неотектонический, сопровождавшийся блоковыми движениями, которые и привели к современному положению одновозрастных морских террас на разных гипсометрических уровнях. Все это свидетельствует о значительной неотектонической активности в позднем кайнозое — как на Новой Земле, так и на окружающем ее шельфе.

*Благодарности.* Авторы благодарны безвременно ушедшему во время создания статьи Н.Н. Соболеву (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) за обсуждение материалов — память о нашем коллеге и друге мы сохраним навсегда.

Авторы выражают признательность рецензенту проф. С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимным рецензентам за комментарии, которые позволили улучшить статью, редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование и подготовку статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Бондарев В.И. Нижний-средний палеозой центральной части Новой Земли. – В кн.: Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. – Под ред. В.И. Бондарева – Л.: Севморгеология, 1983. С. 5–16.
- 2. Аплонов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1989. № 7. С. 27-36.
- Баренцевская шельфовая плита. Под ред. И.С. Грамберга – Л.: Недра, 1987. 263 с. (Тр. ПГО "Севморгеология". 1987. Т. 196).
- 4. *Блюман Б.А.* Концепция плюмов: современное состояние и альтернативы // Региональная геология и металлогения. 2005. № 26. С. 185–194.

- Большиянов Д.Ю., Анохин В.М., Гусев Е.А. Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля. – В кн.: Геологогеофизические характеристики литосферы Арктического региона. – Под ред. Г.П. Аветисова – СПб.: ВНИИОкенгеология, 2006. С. 149–161 (Тр. ВНИ-ИОкеангеология. 2006. Вып. 6).
- Большиянов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. Т. 82. № 2. С. 68–77.
- Бондарев В.И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система. – В кн.: Тектоника Европы. – Под ред. А.А. Богданова – М.: Наука, 1964. С. 255–259.
- Геологическое строение СССР. Т. 9. Моря Советской Арктики. Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребицкого Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Геология СССР. Т. ХХVІ. Острова Советской Арктики. – Под ред. Б. В. Ткаченко, Б.Х. Егиазарова – М.: Недра, 1970. 548 с.
- Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 1126–1144.
- Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин, Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.
- Ковалева Г.А. Современные движения полуострова Адмиралтейства (Северный остров Новой Земли). – В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитого океана. – Под ред. И.С. Грамберга, В.М. Лазуркина, М.Г. Равича, Б.В. Ткаченко – Л: НИИГА, 1974. С. 87–93.
- Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм северозапада континентальной окраины Евразии. – Под ред. В.Д. Каминского – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2010. 174 с. (Тр. ВНИИОкеангеология. 2010. Т. 215).
- 14. *Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Платонов Е.Г.* Докембрий Новой Земли // Отечественная геология. 1993. № 2. С. 36–48.
- 15. *Крапивнер Р.Б.* Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39–51.
- 16. *Крапивнер Р.Б.* Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С.73–89.
- Красножен А.С., Барановская О.Ф., Зархидзе В.С., Малясова Е.С. Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое. – В кн.: Кайнозой шельфа и островов

Советской Арктики. – Л.: Севморгеология, 1986. С. 23–26.

- Крылов А.А., Гусев Е.А., Миролюбова Е.С., Черных А.А. Геологическое и палеоокеанологическое значение псефитового материала из мел-кайнозойских отложений приполюсной части хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 2. С. 182–199.
- 19. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1979. 193 с.
- 20. *Меланхолина Е.Н.* Тектонотип вулканических пассивных окраин в Норвежско-Гренландском регионе // Геотектоника. 2008. № 3. С. 73–96.
- 21. *Мусатов Е.Е.* Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78.
- Орго В.В., Каленич А.П. Тектоническое строение складчатых комплексов, Геодинамическин реконструкции – В кн.: Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения. – Под ред. Ю.Е. Погребицкого. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с. (Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. 2004. Т. 205).
- Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. Фациальная зональность в верхнепермских осадках на Новой Земле // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 4. С. 105–111.
- 24. Рекант П.В., Гусев Е.А., Артемьева Д.Е., Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И. Подводные границы Новоземельского оледенения по сейсмоакустическим данным. – В кн.: Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Мат-лы Х Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Москва 25– 29 сентября 2017 г. – М.: ГЕОС, 2017. С. 332–334.
- Руженцев С.В., Аристов В Л, Кучерина П.М. Верхнедевонско-каменноугольные офиолиты и батиальная серия Полярного Урала // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 802–805.
- 26. Соболевская Р.Ф., Ковалева Г.Н., Труфанов Г.В., Матвеев В.П. Ордовикские и силурийские отложения северо-восточной оконечности Новой Земли // Советская геология. 1990. № 5. С. 66–74.
- 27. Соболевская Р.Ф., Корень Т.Н. Граптолиты ордовика и силура Новой Земли. — В кн.: Атлас зональных комплексов ведущих групп раннепалеозойской фауны севера России: Граптолиты, трилобиты. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 5—10.
- Устрицкий В.И. Возраст, тектоническая природа и основные черты палеозойской истории Восточно-Баренцевского мегапрогиба. – В кн.: 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – Под ред. В.Л. Иванова – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 86–92.
- 29. Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приустьевой части хребта Ломоносова (по материалам бурения

IODP-302-ACEX) // Океанология. 2017.Т. 57. № 5. С. 745–756.

- Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). – Под ред. Н.Г. Чочиа – Саранск: МордовГУ, 1993. С. 248–271.
- Шкарубо С.И., Орго В.В., Лопатин Б.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1000000 (новая серия). – Лист S- 38–40 – пр. Маточкин Шар. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Corfu F., Svensen H., Neumann E-R., et al. U–Pb and geochemical evidence for a Cryogenian magmatic arc in central Novaya Zemlya, Arctic Russia // Terra Nova. 2010. Vol. 22. No 2. P. 116–124.
- Forman S., Lubinski D., Zeeberg J., Polyak L., Miller G. et al. Postglacial emergence and Late Quaternary glaciation on northern Novaya Zemlya, Arctic Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. No 1. P. 133–145. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00210.x
- Forman S.L., Lubrus D.J., Ingolfsson J., Zeeberg J.J., Snyder J.A. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. 2004. No. 21. P. 1391– 1434.

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.007

- Gee D., Pease V. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. (Geol. Soc. London. Mem. 2004. Vol. 30), P. 1–3.
- 36. Korago E.A., Kovaleva G.N., Lopatin B.G., Orgo V.V. The Precambrian rocks of Novaya Zemlya. – In: *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica.*–

Ed. by D. Gee, V. Pease, (Geol. Soc. London, 2004), P. 135–143.

- Lorenz H., Gee D., Korago E., Kovaleva G., et al. Dertitical zircon geochronology of Paleozoic Novaya Zemlya key to understanding the basement of the Barents Shelf // Terra Nova. 2013. P. 496–503.
- Mangerud J., Kaufman D., Hansen J., Svendsen J-I. Ice free conditions in Novaya Zemlya 35000–30000 cal. years B.P. as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine mollusks // Polar Research. 2008. Vol. 27. P. 187–208. https://doi.org/10.3402/polar.v27i2.6176
- Pease V., Scott R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, Northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Paleozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // J. Geol. Soc. London. 2009. Vol. 166. P. 517–527.
- Serebryanny L., Andreev A., Malyasova E., Tarasov P., Romanenko F. Lateglacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic // The Holocene. 1998. Vol. 8. No 3. P. 323–330. https://doi.org/10.1191/095968398677085532
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V. et al, Late quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. 2004. Vol. 23. No. 11–13. P. 1229–1271.
- 42. *Zeeberg J.* Climate and glacial history of the Novaya Zemlya Archipelago, Russian Arctic. Ed. by S.L. Forman, (Amsterdam, Spatie, 2001), 174 p.
- 43. GEBCO, https://www.gebco.net/data\_and\_products/ (accessed November 1, 2021).

# Geological Structure of the Archipelago Novaya Zemlya (West of Russian Arctic) and Tectonics of the Eurasian Arctic

# E. A. Korago<sup>1</sup>, G. N. Kovaleva<sup>1</sup>, R. A. Schekoldin<sup>2, \*</sup>, V. F. Il'in<sup>3</sup>, E. A. Gusev<sup>1</sup>, A. A. Krylov<sup>1</sup>, D. A. Gorbunov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (FSBI "VNIIOKEANGEOLOGIA"), bld. 1, Angliyski ave., 190121, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Saint Petersburg Mining University, Faculty for Geological Prospecting, bld.2, 21st Line, 199106, Saint-Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE), bld.24, Pobedy str., 198412, Saint-Petersburg–Lomonosov, Russia \*e-mail: romansch@mail.ru

In our research, the structure and tectonics of the archipelago Novaya Zemlya which is situated in the west Russian Arctic and is a part of the Eurasian Arctic are considered: (i) age of the Pre-Paleozoic basement of the North block of the archipelago and the geodynamic sedimentation conditions in its northern end, where many kilometers of turbidite sedimentary strata accumulated in the paleobassin during the Late Vendian-Silurian; (ii) the significance of Caledonian tectogenesis in the geological history of the archipelago; (iii) the age and causes of the Late Hercynian (?)-early Cimmerian orogeny in the Novaya Zemlya archipelago and the relationship of the archipelago structures with the structures of the Urals; (iv) the age and causes for the formation of the modern relief of the Novaya Zemlya archipelago; (v) evidences of active movements of the shelves of the Barents and Kara Seas surrounding Novaya Zemlya. The age of the most ancient rock dating in the area of the motion Novaya Zemlya Fault corresponds to the Vendian (598  $\pm$  26; 609  $\pm$  4 Ma), and the model age of the protolith is estimated at 1 Ga. Two blocks have been established for the Precambrian (North and South) and three – for Middle-Late Paleozoic (North, Central and South). The Middle-Late Paleozoic

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

stage is considered as a reflection of the tectonic-magmatic activation manifested in the Caledonides of Greenland and Scandinavia. The episodes of basic and granitoid magmatism in the intervals of 730–690 and 610–590 Ma indicate the presence of blocks of the former Arctida (?) in the west (Novaya Zemlya), in the central part (Severnaya Zemlya) and in the east (Novosibirsk Islands and Wrangel Island) of the modern Arctic. Basic areal (plume) magmatism occurred in the Late Devonian, in the Late Permian-Early Triassic and Late Mesozoic. The features of the geological structure of the Novaya Zemlya archipelago strictly correspond to the three orographic areas (tectonic blocks) of the archipelago. The Western and Eastern Novaya Zemlya troughs are the tectonic pairs with the Novaya Zemlya orogen. The heights of the dated sea terraces indicate significant rates of neotectonic uplift of the archipelago.

*Keywords:* Eurasian Arctic, Novaya Zemlya archipelago, Novaya Zemlya orogen, age of the Precambrian basement, granitoids of the Mityushev Stone and the Zapasov Mountain, basic and granitoid magmatism of the Late Precambrian, plume magmatism of the Devonian, Permo-Triassic and Late Mesozoic, geomorphology, orography, quaternary deposits, marine terraces, neotectonics

УДК 550.34

# ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

© 2022 г. Н. И. Павленкова<sup>1,</sup> \*, Т. П. Егорова<sup>2</sup>, Е. П. Баранова<sup>2</sup>, Г. А. Павленкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, Б. Грузинская ул., 123242 Москва, Россия <sup>2</sup>Институт геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины, д. 32 просп. Палладина, 03680 Киев, Украина \*e-mail: ninapav@mail.ru Поступила в редакцию 21.12.2021 г. После доработки 25.01.2022 г.

Принята к публикации 22.02.2022 г.

В работе приводятся новые данные о строении земной коры Черноморско-Каспийского региона, включающего края Скифской и Анатолийских плит, структуры Кавказа и впадины Черного моря и Южного Каспия. В результате обобшения и анализа данных глубинных сейсмических исследований с оценкой их достоверности были построены детальные скоростные разрезы коры для всех основных структур региона. По этим разрезам, используя данные глубокого бурения и результаты изучения состава коры по ксенолитам, в коре выделены три основных слоя: гранито-гнейсовый (6.0-6.4 км/с), гранулито-гнейсовый (6.5-6.7 км/с) и базитовый (6.8-7.2 км/с). По мощности этих слоев определены основные типы коры. На площади Скифской и Анатолийской плит выделены три континентальных типа со всеми тремя слоями, но различающихся общей мощностью коры. В пределах глубоких морских впадин выделены океанический тип с тонкой базитовой корой и два переходных типа коры – субконтинентальный и субокеанический, различающиеся общей мощностью коры и мощностью базитового слоя. В регионе Кавказа наблюдаются аномальные типы коры – мощная кора Малого Кавказа с аномально низкими скоростями и мощная высокоскоростная кора Реоно-Куринского прогиба. По сейсмологическим данным земная кора Черноморско-Каспийского региона отделена от ограничивающих его платформенных плит глубинными разломами и пересечена двумя трансформными разломами, при этом верхняя мантия Кавказа отличается от соседних регионов пониженными скоростями. На основании анализа полученного материала и данных ОГТ о структуре фундамента построены новые структурная и геодинамическая схемы земной коры всего региона и показано, что формирование впадин с океаническим и субокеаническим типами коры соответствует платформенному режиму, характерному для впадин Восточной Европы. Для объяснения строения региона Кавказа предлагается новая коллизионная модель с надвигом коры Анатолийской плиты на кору Малого Кавказа без изменения структуры верхней мантии.

*Ключевые слова:* Черное море, Южный Каспий, Кавказ, земная кора, верхняя мантия, сейсмическое профилирование, сейсмотомография, типы коры, коллизионная модель коры, геодинамика **DOI:** 10.31857/S0016853X22020059

#### введение

Черноморско-Каспийский регион, включающий южные окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Скифской плиты, глубокие впадины Черного моря и Южного Каспия, и горные сооружения Большего и Малого Кавказа хорошо изучены по результатом детальных исследований тектоники Восточно-Европейской плиты [11, 23, 27, 42]. Обширные исследования были проведены в Черноморско-Каспийском регионе [2, 8, 22, 39, 40, 45, 67, 69]. На тектонических схемах этот регион описывается как широкая тектонически активная зона между Восточно-Европейской плитой с северной стороны и Анатолийской и Арабской плитами с юга. Но трактовка этих данных с точки зрения истории формирования существенно разных тектонических структур региона оказалась крайне неоднозначной, было предложено множество принципиально разных геодинамических моделей — от платформенных до коллизионных, которые трудно согласовать между собой. Эти модели основаны на геологическом материале, при этом геофизические данные о глубинном строении региона не учитывались. Это связано со сложностью использования неоднозначных данных, полученных, в основном, в разные годы и различными организациями.



Рис. 1. Схема наиболее детальных профилей ГСЗ Черноморско-Каспийского региона (по данным [71], с исправлениями и дополнениями).

Целью нашего исследования является систематизация полученных сейсмических материалов по структуре земной коры и верхней мантии Черноморско-Каспийского региона вместе с геологическими и сейсмологическим ланными. и построение новой геодинамической модели развития этого региона. По этой модели Черноморско-Каспийский регион является переработанным южным краем Восточно-Европейской плиты, с двух сторон ограниченным глубинными разломами. В результате платформенного эндогенного режима и переработки земной коры за счет внедрения в кору мантийного материала сформировались глубокие впадины Черного моря и Южного Каспия. В результате коллизионного режима в районе Кавказа произошло надвигание коры Аравийской плиты на первичную кору Скифской плиты без изменения структуры верхней мантии.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наиболее детальные данные о структуре земной коры Черноморско-Каспийского региона получены методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) (рис. 1), основанного на регистрации крупных взрывов вдоль протяженных профилей. Первые работы ГСЗ были проведены Институтом физики Земли АН СССР на Тянь-Шане в1948—49 гг. с регистрацией взрывов в оз. Иссык-Куль и оз. Балхаш [9]. Но опытные работы по регистрации взрывов в глубоких водоемах и в

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

районах с мощной земной корой были выполнены накануне в 1947 г. в Черном море и на Кавказе. Дальнейшая разработка методических основ ГСЗ также продолжались в Черноморско-Каспийском регионе, который долгое время являлся своеобразным опытным полигоном для многих геофизических методов. Так, первые в мире морские исследования ГСЗ с донными станциями и взрывами были проведены в Южном Каспии [10]. Тогда была отработана серия профилей, два из которых (Южно-Каспийский и профиль 9) с наиболее полными системами наблюдений (см. рис. 1). В это же время были начаты исследования структуры земной коры в Черном море с применением малогабаритных гидрофонов и сейсмовибраторов [24, 25, 57]. Была отработана густая система профилей разной протяженности, наиболее протяженные и детальные из них – профили под номерами 25, 28 и 29 (см. рис. 1).

На Кавказе широкомасштабные работы ГСЗ были проведены в 1960-е годы. Это были работы МинГео СССР совместно с геофизическими организациями кавказских республик. Были отработаны профили Степное–Бакуриани, Волгоград–Нахичевань, Сухуми–Масаллы (Черное море–Каспийское море), Атрек–Сагиз [11, 18, 19, 38]. В этот же период Институтом геофизики АН УССР (г. Киев, Украина) был отработан профиль Черное море–Украинский щит и профиль Украинский щит–Карпаты [33, 38, 39]. Именно с этими работами связано развитие наи-



(а) – Черное море–Украинский щит (по данным [33]); (б) – Волгоград–Нахичевань (по данным [18]).
 *1* – водный слой; *2* – осадочные толщи; *3*–*5* – слои земной коры со скоростями Р-волн: *3* – 6.0–6.4 км/с, *4* – 6.5–6.7 км/с, *5* – 6.8–7.2 км/с; *6* – верхняя мантия (8.0 км/с); *7* – поверхность фундамента; *8* – подошва земной коры, граница М; *9* – отражающие площадки; *10* – изолинии скоростей

более детального варианта ГСЗ, основанного на непрерывном профилировании. Многоканальные разведочные станции передвигались по профилю с расстоянием между приборами в 100-200 м и регистрировали одновременно взрывы из 3-4 до 7-8 пунктов. Были получены записи до удалений в 300-400 км с четкими первыми вступлениями и множеством волн в последующей части записи. Это позволило уже тогда выявить основные особенности строения земной коры Черноморско-Каспийского региона, такие как увеличение ее мощности под горными сооружениями и сокращение под глубокими впадинами с резким изменением скоростного разреза (рис. 2). Существенное увеличение детальности работ ГСЗ и изученности Кавказского региона сейсмическими методами были получены в 1988 г. после Спитакского разрушительного землетрясения. Тогда вдоль Малого Кавказа были проведены детальные работы ГСЗ и МОВЗ (метод обменных волн от землетрясений) [30, 43].

Новый этап сейсмических исследований Черноморско—Каспийского региона связан с проведенными в последнее время работами ГСЗ (за рубежом этот метод получил название метода преломленных и отраженных волн на больших удалениях — Wide-Angle Reflection and Refraction (WARR). Институтом геофизики АН Украины (г. Киев, Украина) в рамках международного проекта DOBRE в районе Черного моря был отработан профиль ДОБРЕ-5 через Крым и северозападную часть моря [68] (см. рис. 1). Кроме этого, была отработана серия коротких профилей, секущих Восточно-Черноморскую впадину [62–64] (см. рис. 1, профили 2 и 15).

В начале 2000-х годов в районе Черного моря были проведены также детальные исследования структуры земной коры методом отраженных волн (метод общей глубинной точки – ОГТ) по международному проекту "Геология без границ" (Geology Without Limits), в котором участвовали геологоразведочные организации России, Турции, Румынии и Болгарии [58]. Работы проводились с использованием пневматических пушек и сейсмических кос, была отработана густая сеть профилей общей протяженности 8890 км. В результате с высокой детальностью было изучено строение поверхности фундамента и осадочного чехла на всей площади глубоких впадин Черного моря, а в отдельных случаях — строение всей коры региона.

Таким образом, сейсмические исследования Черноморско-Каспийского региона проводились разными организациями в течение почти 70 лет с постоянно меняющимися системами наблюдений и методикой обработки экспериментального материала. Данные первых работ ГСЗ постоянно пересматривались с использованием новых методов интерпретации [3-5, 11, 30, 31, 38]. В нашей работе мы обобщили весь этот материал и провели оценку его достоверности на основе математического моделирования. Для этого сохранившиеся первичные записи, полученные на наиболее детальных профилях, были повторно обработаны по единой методике, основанной на методе лучевого моделировании (см. рис. 1). Особенностью этой методики было использование моделирования не только для построения скоростных разрезов, но и для определения типа регистрируемых волн и их интенсивности.

#### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

#### Данные профилей ГСЗ

Главные особенности строения земной коры Черноморско-Каспийского региона были выявлены по первым профилям ГСЗ (см. рис. 2). Было показано четкое деление региона на кору разного типа, платформенную, мощностью ~40 км, кору горных сооружений мощностью >50 км и кору глубоких впадин сокращенной мощности (до 30 км). При этом по сейсмическим скоростям в консолидированной части коры были выделены основные три слоя:

- верхний (5.8–6.4 км/с);
- средний (6.5-6.7 км/с);
- нижний (6.8-7.2 км/с).

По данным Кольской сверхглубокой скважины и по результатам определения физических характеристик пород разного состава, эти слои были названы гранито-гнейсовым, гранулитогнейсовым и базитовым слоями [31, 50]. Для краткости они часто называются просто: верхняя, средняя и нижняя кора. Обычно эти слои разделены четкими сейсмическими границами.

#### Кавказский регион

В регионе Кавказа выделяются три основные структуры: горные сооружения Большого и Малого Кавказа и разделяющая их Рионо-Куринская впадина. Наиболее детальные и наиболее достоверные данные о структуре Большого Кавказа были получены в результате повторной обработ-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

ки первичных материалов по профилям Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (рис. 3). Было показано, что увеличение мощности коры под горным сооружением Большого Кавказа происходит не плавно, а по глубинным разломам, которые отмечаются по границе Мохо (М) и по внутренней структуре земной коры. Граница М, которая в платформенной части прослеживается по интенсивным отраженным волнам, разрушается в этой зоне как единая четкая граница, и выделяется только по преломленным волнам. В южной части гор к разломной зоне приурочены многочисленные локальные нарушения в виде серии наклонных отражающих площадок и происходит изменение типа коры. С севера горные сооружения Большого Кавказа тоже ограничены глубинным разломом, который хорошо выражен в структуре границы М. Но вдоль этого разлома не наблюдается резкого изменения строения земной коры. Напротив, на всем продолжении профиля Волгоград-Нахичевань установлено сходство структуры земной коры не только со Скифской плитой, но и с Восточно-Европейской древней платформой. В районе Большого Кавказа резко меняется строение верхов мантии – на глубине от 60 до 80 км выделяются наклонные отражающие площадки, объединенные в границу М1 (см. рис. 3). Эта граница погружается от Куринской впадины в сторону Предкавказского прогиба. По профилю Степное-Бакуриани в структуре земной коры Большого Кавказа четко отмечается деление на западную и восточную части, хорошо выраженное в рельефе (см. рис. 1). При этом глубинные нарушения наблюдаются не на южной окраине Большого Кавказа, а в его центральной части, где меняется и структура коры (см. рис. 3, а).

Деление коры Кавказа на две части с разной структурой наблюдается также и в Рионо-Куринском прогибе по профилю Сухуми-Масаллы (рис. 4). В Рионской впадине (ПК 150-270 км) скоростная модель коры мало отличается от модели Скифской плиты, она только осложнена слоем с повышенной скоростью (6.7 км/с) в средней части. В Куринской впадине (ПК 270-460 км) существенно увеличиваются мощности слоев с повышенными скоростями. Выделен наиболее крупный высокоскоростной блок, охватывающий почти всю консолидированную часть коры (ПК 500-600 км). Но при всех этих изменениях, характерных для глубоких впадин, мощность коры остается практически постоянной и равной толщине коры платформенных областей (более 40 км).

Необычное строение земной коры характерно для Малого Кавказа, что хорошо видно по Спитакскому профилю (рис. 5). Кора этих гор имеет такую же большую мощность (50–55 км), как и Большой Кавказ, хотя можно предполагать, что невысокие горы будут иметь меньшие по ампли-



Рис. 3. Сейсмические разрезы по профилям, секущим Большой Кавказ (по данным [29], с изменениями и дополнениями).

Положение разрезов показано на рис. 1.

(а)–(б) –профили: (а) – Степное–Бакуриани, (б) – Волгоград–Нахичевань.

В верхней коре заштрихован слой с аномально высокими скоростями (>7.3 км/с).

1 – осадочные толщи (≤5.5 км/с); 2 – гранито-гнейсовый слой (5.8–6.4 км/с); 3 – гранулито-гнейсовый слой (6.5–6.8 км/с); 4 – базитовый слой (6.8–7.2 км/с); 5 – верхняя мантия (>8.0 км/с); 6 – изолинии скоростей; 7 – отражающие площадки



**Рис. 4.** Скоростной разрез по профилю Сухуми—Масаллы вдоль Реоно-Куринской впадины от Черного моря до Южного Каспия (по данным [38], с изменениями и дополнениями). Положение разреза показано на рис. 1.

*1* – изолинии скоростей; *2* – сейсмические границы; *3* – области повышенных скоростей; *4* – предполагаемые изолинии скоростей





туде "корни" по границе М. Однако средние скорости в коре Малого Кавказа существенно ниже скоростей под Большим Кавказом. Например, в низах коры в базитовом слое скорости под Малым Кавказом понижены (6.7–6.8 км/с) относительно скорости (6.7–7.2 км/с) в коре Большого Кавказа. Необычным для горного сооружения является наличие в коре Малого Кавказа нескольких четких, практически горизонтальных, отражающих границ. На глубине 30–35 км между ними выделяется слой с пониженной скоростью и граница М вдоль всего Спитакского профиля прослежена непрерывно по интенсивным отраженным волнам.

На разрезе ГСЗ по Спитакскому профилю выделено много и других структурных особенностей коры Малого Кавказа, т.к. при обработке материалов по этому профилю использовались данные MOB3 [13, 14] и наблюденные годографы ГСЗ не только продольных (Р), но и поперечных (S) волн [30]. По этим волнам в верхней коре выделены крупные пластовые интрузии. В гранито-гнейсовой части верхней коры, на глубине 5–15 км в протяженном блоке с повышенной (базитовой) скоростью Р-волн (>6.6 км/с), выделен слой с аномально высокой скоростью S-волн (4.0– 4.1 км/с) (см. рис. 5).

#### Глубинное строение Южного Каспия

Данными, полученными методом ГСЗ, в глубоком прогибе Южного Каспия показано, что кора этой глубокой впадины отличается уникально



**Рис. 6.** Сейсмические разрезы земной коры Южного Каспия. Положение профилей показано на рис. 1.

(а) — Южно-Каспийский профиль (профили 1 и 2);(б) — Профиль 9; (в) — профиль Артек—Сагиз, по [5]. *I* — осадки со скоростью ≤2.8 км/с и водным слоем мощностью до 1 км; *2* — осадочные толщи (2.8–5.5 км/с); *3* — гранито-гнейсовый слой (5.8–6.4 км/с); *4* — гранулито-гнейсовый слой (6.5–6.8 км/с); *5* — базитовый слой (7.0–7.8 км/с); *6* — верхняя мантия (>8.0 км/с); *7* — сейсмические границы; *8* — скорости Р-волн

мощной осадочной толщей и малой толщиной консолидированной части коры (рис. 6, а, б). При этом показано, что в формировании этой глубокой впадины участвовали глубинные разломы. Так, в восточной прибрежной части профиля 9, мощность коры резко, по глубинному разлому, увеличивается от 10 км на окраине моря до 30 км в глубокой ее части. На севере Южно-Каспийская впадина также ограничена разломом, выделенным методом ОГТ при разведочных исследованиях (рис. 7). Размеры этой уникальной впадины ограничены контурами Каспийского моря. Но по профилю Атрек–Сагиз видно, что по поверхности фундамента прогиб Южного Каспия продолжается в прибрежной части, при этом меняется тип коры: при уменьшении мощности осадочного слоя увеличивается мощность консолидированной коры и уменьшаются сейсмические скорости в ней (см. рис. 6, в). По поверхности фундамента Южно-Каспийский впадина продолжается на запад в виде Куринской впадины. В данной впадине тоже меняется тип коры, но эти изменения не отвечают общим закономерностям: под достаточно глубоким прогибом мощность коры, насыщенной высокоскоростными интрузиями, остается большой (40 км) (см. рис. 4).



Рис. 7. Сейсмический временной разрез, построенный по данным ОГТ (по [16]), по профилю, пересекающему глубинный разлом, ограничивающий с юга Скифскую плиту.

#### Строение земной коры Черноморского региона

Строение земной коры региона Черного моря, включающего Азовское море и Крым, изучено более детально, чем строение коры Южного Каспия, но неравномерно по площади и по глубине. По данным ГСЗ глубинное строение этого региона наиболее полно изучено в западной и центральной частях моря (см. рис. 1). По этим данным регион четко делится на две части:

 северная часть, охватывающая северо-западный шельф моря, Крым и Азовское море с мощной корой платформенного типа;

 – южная часть, с глубокими впадинами и тонкой субокеанической корой.

Граница между северной и южной частями представлена глубинным разломом, который является линейным продолжением Рионо-Куринского разлома Кавказа и Южного Каспия. Южнее этого разлома в глубоководной части Черного моря четко выделяются Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская глубокие впадины и разделяющее их Центрально-Черноморское поднятие (рис. 8). Севернее этого разлома от Украинского щита до Крымских гор структура коры ме-

гнейсовым слоем, типичным для континентальной коры. Такое же строение имеет кора мелководных Азовского и Черного морей в его северозападной части (рис. 9, профиль ДОБРЕ-5). В северо-западной шельфовой зоне при переходе к Крыму наблюдается серия наклонных в сторону Крыма отражающих площадок, которые образуют единую границу от поверхности на ПК120 до глубины >20 км на ПК300, соответствующую, вероятно, глубинному разлому.
частями рый яв-Курин-Кама строение наблюдается в глубо-ководным впадинам строение коры меняет-Курин-Кама строение коры меняет-Кама строение коры коны коны коры меняет-Кама строение коры

ководной части Черного моря. При переходе к глубоководным впадинам строение коры меняется: мощность коры резко уменьшается и в ней исчезает гранито-гнейсовый слой со скоростями 5.8–6.5 км/с. По профилю 25 в Западно-Черноморской впадине минимальная глубина до границы М (18 км) и минимальная мощность консолидированной коры (~5 км) наблюдаются в самой глубокой части впадины (рис. 10, в). Глубинное

няется согласно общей закономерности: мощность коры максимальна в районе гор и древнего

щита, и несколько уменьшается под Сивашской

впадиной. При этом сохраняется внутренняя

трехслойная структура коры с мощным гранито-

#### ПАВЛЕНКОВА и др.



Рис. 8. Схема распределения эпицентров землетрясений Черноморского региона на фоне карты глубин до подошвы осадочных отложений (по данным [46], с дополнениями). Обозначено: ЦЧП – Центрально-Черноморское поднятие.



Рис. 9. Сейсмический разрез земной коры по профилю ДОБРЕ-5 (по данным [68], с изменениями и дополнениями). *1* — осадочные толщи (≤5.5 км/с); *2* — гранито-гнейсовый слой (5.8—6.4 км/с); *3* — гранулито-гнейсовый слой (6.5—6.6 км/с); *4* — базитовый слой (6.8—7.1 км/с); *5* — верхняя мантия (>8.1 км/с); *6* — изолинии скоростей; *7* — сейсмические границы

строение восточной части Черного моря изучено менее детально, лишь по нескольким коротким профилям [2, 63, 64]. Мощность коры по этим профилям 23 км и мощность консолидированной коры ~10 км (см. рис. 10, с). В районе Центрально-Черноморского поднятия (ЦЧП) глубина до границы М увеличивается до 30 км, увеличивает-

ся также толщина гранито-гнейсового слоя и кора становится похожей на кору Скифской плиты (см. рис. 10, б). По профилю 29 между Керченским проливом и Центрально-Черноморским поднятием наблюдается сложное волновое поле, которому трудно дать однозначную интерпретацию. В первых вступлениях здесь регистрируются



Рис. 10. Сейсмические разрезы земной коры по профилям ГСЗ, секущим Черноморскую впадину. Положение профилей показано на рис. 1.

(а) — профиль 25, (по [4]); (б) — профили: (б') — профиль 29, (по [4]), (б") — профиль 28, (по [4]); (в) — профили: (с') — профиль 2, (по [63]), (с") — профиль 15, (по [3, 64)].

*I* – море; *2* – осадочные толщи (≤5.5 км/с); *3* – гранито-гнейсовый слой (5.5–6.4 км/с); *4* – гранулито-гнейсовый слой (6.5–6.8 км/с); *5* – базитовый слой (6.8–7.2 км/с); *6* – верхняя мантия (>8.0 км/с); *7* – изолинии скоростей; *8* – сейсмические границы

волны с высокой кажущейся скоростью. Принимая их за преломленные волны, можно было предположить наличие в этой части моря выступа по границе М до глубины ~20 км [4]. Но эта модель неоднозначна: по отраженным волнам, регистрируемым в последующих вступлениях, такая волновая картина может быть объяснена наклонной границей, погружающейся в сторону глубоководной впадины. Резкое изменение структуры коры наблюдается и при переходе от вала Шатского к глубокой части Восточно-Черноморской впадины (см. рис. 10, в). Здесь происходит переход от тонкой субокеанической коры к континентальной коре на довольно ограниченном интервале (~25 км). При этом наблюдаются изменения во всех слоях коры от осадочного слоя до раздела



**Рис. 11.** Данные ОГТ по профилям, секущим Западно-Черноморскую впадину, Центрально-Черноморское поднятие и Восточно-Черноморскую впадину (по данным [58] с изменениями и дополнениями). Обозначено: ЦЧП – Центрально-Черноморское поднятие.

Мохо, который испытывает резкое погружение по глубинным разломам от 20 до 30 км соответственно. Эта зона смены типов коры имеет линейный характер, она параллельна береговой линии восточной части Черного моря и ассоциируется с линейной магнитной Алуштинско–Батумской аномалией [3].

Наиболее детальное строение фундамента и осадочного чехла Черноморских впадин было изучено в последнее время по международному проекту "Геология без границ" (Geology Without Limits) работами ОГТ [58]. Было показано, что Центрально-Черноморское поднятие (ЦЧП) и вал Шатского — это крупные поднятия фундамента, с двух сторон ограниченные глубинными

разломами, и все впадины тоже ограничены разломами (рис. 11, а). Самая крупная по площади и по глубине Западно-Черноморская впадина с юга ограничена разломом, амплитудой >10 км. В северной части этой впадины глубина до фундамента меняется постепенно, и разлом достаточно большой амплитуды отделяет ее только от края Скифской плиты. В восточной части Черного моря севернее глубоководной Восточно-Черноморской впадины выделяется вал Шатского и неглубокие впадины – Сорокина и Туапсе (см. рис. 8). Все эти структуры разделены практически вертикальными разломами. В Индоло-Кубанском прогибе также наблюдаются отдельные резкие прогибы фундамента и увеличения мощности осад-

ков. Для поверхности фундамента всех этих структур характерно довольно сложное строение. Но строение осадочного чехла впадин не отличается сложностью: границы слоев практически горизонтальны и их мощности не меняются, т.е. поверхность фундамента в течение продолжительного времени плавно погружалась между разломами, не меняя своей формы. При этом отмечается два этапа такого погружения, сначала сформировались глубокие впадины по обе стороны Центрально-Черномоского поднятия, затем происходило опускание фундамента в пределах локализованных частей глубоководных впадин. Такое строение характерно для впадин платформенного типа [32]. В строении фундамента прогибов Туапсе и Сорокина наблюдается большое число локальных выступов. Это согласуется с формированием этих впадин вдоль южного края орогенов Горного Крыма и Северного Кавказа.

Таковы основные особенности строения земной коры Черноморско-Каспийского региона по сейсмическим данным. Профили ГСЗ, освещающие глубинное строение земной коры этого региона, расположены, в основном, в северной части региона, его южная часть не изучена детальными сейсмическими работами (см. рис. 1). Для этой части имеются только некоторые сейсмологические данные.

#### Данные сейсмотомографии

Для изучения структуры земной коры и верхней мантии южной части Черноморско-Каспийского региона широко используются данные сейсмотомографии. По своей детальности они не сопоставимы с данными ГСЗ, но они отличаются большой глубинностью исследований и трехмерностью построений. По данным сейсмотомографии были построены схемы глубин до границы М, которые освещают Кавказ и южную часть региона до Арабской плиты [53]. По этим данным в районе Спитакского профиля, так же как и по данным ГСЗ, наблюдается утолшенная кора, на остальной площади она мало меняется. Горные регионы Анатолийского блока имеют такую же мощность коры ~40 км, как Арабская и Скифская платформы, хотя можно было ожидать ее увеличение в горных областях.

Детальные томографические исследования были проведены в Горном Крыму и прилегающей северной части Черного моря [12, 52]. По скоростным разрезам коры по Р- и S-волнам на глубинах 15–25 км выявлено четкое деление региона на две области – западную, включающую Горный Крым, и восточную Керченско–Таманскую область со сложной структурой коры, характерной для глубинных разломов. Исключительно важные сейсмотомографические данные получены по структуре верхней мантии Кавказа [55, 70]. По этим данным область Малого и Большого Кавказа отличается от соседних плит пониженными скоростями на глубину всей литосферы (до 350 км) (рис. 12). Ранее в этом регионе четко выделялись только локальные каналы пониженных скоростей под вулканами Малого и Большого Кавказа. Наблюдается совпадение границ этой мантийной зоны пониженных скоростей с границами Кавказа. Данное совпадение дает нам основание предполагать, что верхняя мантия Кавказа представляется как самостоятельный литосферный блок со своими реологическими и геодинамическими особенностями.

Важные сейсмологические данные о структуре коры Черноморско-Каспийского региона получены по распределению эпицентров глубоких землетрясений. Результаты регистрации землетрясений системой российских сейсмических станций за весь период наблюдений до 1990-х годов приведены в работе [44] (рис. 13). По этим данным в регионе выделяются две полосы наиболее интенсивной сейсмичности, которые трассируют практически параллельные глубинные нарушения, ограничивающие с двух сторон Кавказ и впадины Черного и Каспийского морей. Южное нарушение наиболее четко выделяется в западной ее части южнее Черного моря. Оно хорошо изучено по сейсмологическим данным, это -Северо-Анатолийская сейсмогенная зона (см. рис. 8). Далее на восток она продолжается до южных границ Южного Каспия и затем резко изгибается в районе Капетдага. Сейсмофокальная зона, ограничивающая изучаемый регион с севера, отличается наиболее высокой сейсмичностью в районе Большого Кавказа и Южного Каспия, в Черном море она выделяется вдоль южного Крыма. Это нарушение хорошо прослеживается по структурным особенностям земной коры Большого Кавказа и также в районе Южного Каспия (см. рис. 3, б; см. рис. 7).

Кроме двух главных разломов широтного простирания в данном регионе четко выделяется трансформные разломы. В Черном море трансформное нарушение прослеживается вдоль Центрально-Черноморского поднятия (см. рис. 8). Землетрясения вдоль этого поднятия имеют большую глубину и магнитуду, характерные для глубинных разломов. Надежность этих построений подтверждена данными о глубоких землетрясениях в этом регионе, результаты обобшения которых для западного и южного обрамления Черноморско-Каспийского региона, приведены в работе [47] (рис. 14). По этим данным трансформный разлом, секущий Черное море, прослеживается по смене характера сейсмичности. Еще более четкий трансформный разлом выделяется в районе Кавказа. Показано, что этот разлом является

69



Рис. 12. Скоростная модель верхней мантии Кавказа по данным сейсмотомографии, (по [55] с изменениями и дополнениями).

Обозначено: МК – Малый Кавказ; БК – Большой Кавказ;

Показано: выделена область (линия точками), для которой построена более детальная модель с использованием близких землетрясений, (по данным [70]); вулканы (треугольники красным).



**Рис. 13.** Эпицентры очагов землетрясений на территории Черноморско-Каспийского региона, (по данным [44]). Показаны (линии синим) Кавказские профили ГСЗ. Положение профилей см. рис. 1.

продолжением разлома, ограничивающего с северо-запада Арабскую плиту.

Приведенные сейсмологические данные существенно дополняют данные ГСЗ о строении земной коры и верхней мантии Черноморско-Каспийского региона. Это позволяет построить структурную схему земной коры для всей его площади.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Обобщенная структурная схема земной коры Черноморско-Каспийского региона

На основании анализа и обобщения сейсмотектонических и сейсмологических данных нами была построена новая структурная схема земной



Рис. 14. Эпицентры очагов землетрясений Черноморско-Каспийского региона и севера Арабской плиты, (по данным [47], с изменениями и дополнениями).

Показана (пунктир) разломная зона Тейсейра—Торнквиста (ТТЗ) и разлом вдоль Центрально-Черноморского поднятия. Положение данной зоны см. рис. 8.

коры Черноморско-Каспийского региона, на которой выделены основные типы коры и главные глубинные разломы (рис. 15). Для определения типа коры использовалась классификация, предложенная в работе [7], и данные о составе континентальной коры, полученные на основе Кольской сверхглубокой скважины [31] и при изучении ксенолитов [50].

В этой классификации в виде главных параметров коры помимо ее мощности, используются данные о трех основных слоях коры разного состава (см. рис. 15, а):

 – гранито-гнейсового со скоростями продольных волн 5.8–6.4 км/с;

- гранулито-гнейсового (6.4-6.7 км/с);

- гранулито-базитового слоя (6.6-7.2 км/с).

На этой основе выделено шесть основных типов коры: три континентальных типа, различающихся в основном мощностью коры; два переходных (субконтинентальный и субокеанический), и океанический тип (см. рис. 15).

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

Типы коры различаются в основном мощностью гранито-гнейсового слоя. В континентальных типах он составляет большую часть коры, в субконтинентальной коре его мощность сокращается, а в субокеанической и океанической коре он отсутствует.

Континентальный тип коры большой мощности и с высокими средними скоростями в консолидированной части наблюдается в пределах Большого Кавказа (см. рис. 3; см. рис. 15, б, тип 1). Тип коры со средней мощностью коры ~40 км и с такими же высокими средними скоростями охватывает площадь Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (см. рис. 2, а; см. рис. 3). Континентальная кора мощностью от 30 до 40 км и с пониженными средними скоростями характерена для западной и южной окраин Черноморско-Каспийского региона. Закономерная, смена типов коры происходит в Западно-Черноморской впадине при увеличении мощности осадочного чехла (см. рис. 10). В глубоководной Восточно-Черноморской впадине, ограниченной с двух сторон глубинными разломами, смена типа коры



Рис. 15. Результаты комплексной интерпретации геофизических данных о структуре земной коры Черноморско-Кас-пийского региона.

(а) – структурная схема коры с основными типами коры и глубинными нарушениями; (б) – скоростные модели для основных типов коры. Обозначены разломы, ограничивающие Черноморско-Каспийский регион: ВА – Восточно-Анатолийский, АМ – Аллахани–Махачкалинский. Обозначена зона: TT3 – Тейсейра–Торнквиста.

1-4 – типы коры: 1 – континентальный, имеющий три слоя: гранито-гнейсовый, гранулито-гнейсовый и базитовый с разной мощностью: a - >50 км,  $6 - \sim40$  км,  $e - \sim30$  км, 2 - субконтинентальный, <math>3 - субокеанический, 4 - океанический (базитовая кора ~10 км); 5 – кора Малого Кавказа; 6 – кора Реоно-Куринской впадины; 7 – профили ГСЗ;<math>8-9 – разломы: 8 – трансформные, 9 – глубинные

происходит резко. В Южном Каспии при увеличении глубины до фундамента тип коры меняется сразу от континентального к субокеаническому типу (см. рис. 6, б). Но все это не нарушает общие закономерности, характерные и для многих других впадин, выделенных в пределах платформ разного возраста [32].

Кроме приведенных основных типов коры в районе Кавказа выделено два аномальных типа. Это — мощная континентального типа кора, но с
очень низкими скоростями. Такая кора наблюдается в западной части Малого Кавказа по Спитакскому профилю (см. рис. 5). Мощность коры здесь более 50 км, как на Большем Кавказе, но скорости в коре пониженные, характерные для третьего типа коры. Другой аномальный тип коры наблюдается в Рионо-Куринской впадине (см. рис. 4). Как и в других впадинах, сейсмические скорости в коре здесь очень высокие, но мощность коры при этом не уменьшается, а остается >40 км, как на платформенных плитах.

Существенным дополнением к картам типов коры являются данные о крупных разломах. На приведенной структурной схеме показана система основных разломов, выявленных по сейсмическим данным и по данным распределения эпицентров глубоких землетрясений (см. рис. 13, см. рис. 14). Отмечается общая закономерность: как правило, эти разломы совпадают с областями резкой смены типа коры. Наиболее четко на разрезах ГСЗ прослеживается разлом, ограничивающий с юга Большой Кавказ и отделяющий Южно-Каспийскую впадину от Скифской плиты. На разрезах, секущих Большой Кавказ, этот разлом четко выделяется по скачкообразным изменениям глубины до границы М и по наклонным отражающим площадкам, с двух сторон окаймляющих Большой Кавказ (см. рис. 3). В районе Южного Каспия он прослеживается по данным ОГТ и по профилю Атрек–Сагиз (см. рис. 6, в; см. рис. 7). Продолжение этого разлома в западном направлении намечается по небольшому числу землетрясений вдоль северо-восточной окраины Черного моря до сейсмогенной зоны в районе Индоло-Кубанского прогиба. В районе этого прогиба он резко меняет форму и в конце концов обрывается (см. рис. 8). На всем протяжении от Каспийского моря до Крымских гор эта сейсмоактивная разломная зона совпадает с южной окраиной Скифской плиты. В северо-западной части Черного моря на профиле 25 при смене типа коры от континентального к переходному типу также выделяется нарушение, но по эпицентрам глубоких землетрясений оно прослеживается не вдоль окраины Скифской плиты, а вдоль Центрально-Черноморского поднятия (см. рис. 10, а). По тектоническим схемам Европейского континента хорошо видно, что это нарушение является, вероятно, продолжением разломной зоны Торнквиста-Тейсейра (ТТЗ), разделяющей Восточно-Европейскую древнюю платформу и молодые плиты Западной Европы. Глубинное строение этой зоны детально изучено серией профилей ГСЗ [38, 54]. Характерной особенностью этой зоны по всем профилям является смена типов коры – от мощной 40-50 км высокоскоростной коры древней платформы к низкоскоростной коре молодых Западно-Европейских плит мощностью 25-35 км. Отмечено, что ТТЗ по системе глубоких земле-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

трясений прослеживается в южном направлении вдоль Центрально-Черноморского Поднятия до северо-восточной границы Арабской плиты. В районе Кавказа выделяется трансформное нарушение, которое является продолжением северо-западной границы Арабской плиты (см. рис. 14). Это хорошо изученные по геологическим данным Алахани-Махачкалийский и Восточно-Анатолийский разломы, которые четко прослеживаются и по глубоким землетрясениям. Эти разломы делят горное сооружение Большого Кавказа на западную и восточную части (см. рис. 1).

Таким образом, построенная структурная схема показала сложное и неоднородное строение коры Черноморско-Каспийского региона с сочетанием коры разного типа. При этом наблюдаются четко выраженные общие закономерности. Весь регион ограничен с двух сторон двумя практически параллельными сейсмоактивными зонами, трассирующими глубинные разломы. Верхняя мантия между ними характеризуется пониженными сейсмическими скоростями, формируя протяженную шовную зону между Восточно-Европейской и Арабской литосферными плитами. Выявлена связь между типом коры и геологической историей крупных тектонических формирований, что открывает возможности сейсмического метода для изучения процессов развития и формирования земной коры данного региона. Образование крупных блоков коры с выдержанными по площади слоями одинакового состава связано с продолжительными по времени глубинными эндогенными режимами, что позволяет нам использовать эти данные для изучения геодинамики данного региона.

#### Основные геодинамические модели региона

Первой наиболее полно разработанной геодинамической моделью Черноморско-Каспийского региона была модель В.В. Белоусова, в соответствии с которой этот регион рассматривался как тектонотип завершенного геосинклинального развития, переработанный различными эндогенными режимами, но в целом, платформенного характера [6, 15]. Приведенные нами данные ОГТ о строении коры Черного моря и Южного Каспия однозначно определяют платформенную природу их формирования, характерную для большинства глубоких впадин Восточно-Европейской платформы и Евразийского шельфа Атлантики [32, 37] (см. рис. 10). Природа таких впадин хорошо объясняется процессами базификации коры, т.е. насыщением верхней части коры мантийными интрузиями и продуктами метаморфизма гранито-гнейсового слоя, а также эклогитизацией вещества нижней коры, увеличивающих их сейсмическую скорость до мантийных величин [1, 41]. В результате этих процессов происходит постепенное преобразование континентальной коры в субконтинентальную, а затем в субокеаническую кору.

Но платформенная модель развития Черноморско-Каспийского региона не может объяснить сложное строение коры Кавказа, ее аномальные типы коры. И в настоящее время большинство геодинамических моделей этого региона основаны на коллизионной природе ее формирования. Предполагается, что в результате эволюции океана Неотетис в меловое время. и продвижения в северном направлении выступа крупного блока Аравийской плиты произошла субдукция океана под южную окраину континентальной Евразийской плиты [65, 66]. Н.Б. Кузнецов с соавт. [20] разработали новую коллизионную глобальную модель Черноморско-Каспийского региона на основании изученного возраста литосферных плит по датированным детритовым цирконам. Предпологалось, что полоса Пери-Гондванских террейнов, известных в северных Аппалачах, Западной и Центральной Европе, Ближнем Востоке, Северной Африке и Аравии, протягивается в северное Причерноморье, Предкавказье и Прикаспий, слагая фундамент Скифской и Туранской эпипалеозойских платформ, и прослеживается далее на восток, до южного Зауралья, принимая участие в строении палеозоил южной части Урала [20, 28, 56]. При этом придается большое значение разному возрасту Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты [20]. Однако, данных о возрасте этой плиты пока недостаточно. На тектонической карте Европы, граница между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой выделена, в основном, по смене возраста осадочного чехла [23]. По сейсмическим данным эта граница не выделяется, в то же время все другие границы Восточно-Европейской платформы это – глубинные нарушения, шовные зоны, на которых резко меняется тип коры. Все это не исключает представление о Скифской плите как окраины Восточно-Европейской платформы, переработанной процессами рифтогенеза в позднем палеозое-раннем мезозое [60].

В настоящее время одной из наиболее разработанных коллизионных моделей Черноморско-Каспийского региона является модель "Европроба", созданная в результате крупного международного проекта большим коллективом ведущих европейских исследователей [51] (рис. 16). Эта модель обобщает большой объем геологических и геофизических данных, и в этом плане является наиболее обоснованной. Кроме этого данная модель хорошо согласуется с построенной нами структурной схемой этого региона, особенно для его западной части и детально описывает систему разломов в районе Черного моря и на Кавказе (см. рис. 15, см. рис. 16). Но данные о разломной тектонике Южного Каспия в модели "Европроба" явно ограничены, и продолжение южного Черноморско-Каспийского разлома до Каспийского моря в данной модели не показано. Хорошо отображено в модели "Европробы" участие Арабской плиты в формировании структуры Кавказского региона. Показано, что трансформный разлом, секущий Кавказ, является продолжением разлома. ограничивающего с запада Арабскую плиту. Трансформный разлом, выделенный вдоль Центрально-Черноморского поднятия, также прослеживается в модели по смене структурных особенностей коры Черного моря и далее - вдоль восточной окраины Арабской плиты. Однако, сопоставление модели "Европроба" с данными о глубинном строении региона показало, что некоторые структурные особенности коры и верхней мантии региона не объясняются этой моделью. Например, по томографическим данным в верхней мантии Кавказа выделяется зона пониженных скоростей и никакого, внедрившегося в эту зону блока жесткой плиты, не наблюдается (см. рис. 12).

В рамках коллизионной модели описание геодинамической истории развития отдельных структурных особенностей Черноморско-Каспийского региона дано в работах [16, 21, 22, 26, 48, 49, 59, 61, 65]. Этот регион рассматривается как система концентрированных дислокаций, приуроченная к южному краю Евразийской литосферной плиты и при этом складчатые системы Крыма, Кавказа и Копетдага представляются в виде единой системы дислокаций, связанных с литосферным сдвигом, пронизывающим осадочный чехол, консолидированную кору и подкоровые слои мантии [34]. Показано также, что этот сдвиг проходил вдоль двух главных субширотных разломов, ограничивающих Черноморско-Каспийский регион. Такая модель хорошо объясняет четко выраженную линейность этих разломов, которую трудно было связывать с коллизией Восточно-Европейской и Арабских плит. Были приведены более локальные сдвиги, наблюдаемые по геологическим данным в районе Кавказа [17, 36]. Однако, выделенные по сейсмологическим данным трансформные разломы, прослеженные как линейно вытянутые от Восточно-Европейской платформы до Арабской плиты, показали, что все эти сдвиги не могли существенно изменить структуру региона в региональном плане (см. рис. 14).

Таким образом, для объяснения геодинамических процессов в Черноморско-Каспийском регионе предлагаются две основные группы моделей, основанных на платформенной и коллизионной истории формирования основных тектонических структур:

 модели, в которых этот регион рассматривается как переработанный край Восточно-Европейской литосферной плиты;



Рис. 16. Геодинамическая модель литосферы Черноморско-Каспийского региона по данным Международного проекта "Европроба", (по [51, 65] с изменениями и дополнениями).

(а) – структурная схема земной коры с выделенным Кавказским блоком коллизии; (б) – предполагаемый по коллизионной модели разрез (б-б') литосферы Кавказа, (по [65, 66]). Обозначено: АМ – Аллахани–Махачкалинский разлом. 1–2 – Европейская окраина: 1 – Понтиды, 2 – включающая магматические дуги: Понтиды, Сомхето–Карабах; 3 – Малый Кавказ, включающий офиолиты; 4 – офиолиты Анатолийского п-ова; 5 – метаморфические массивы; 6–8 – террейны: 6 – аккретированный Сакарья, 7 – аккретированные Южно-Армянские (Анатолиды–Тауриды), 8 – Иранский, аккретированный в течение древнего киммерийского орогенеза; 9 – Анатолиды–Тауриды с обдуцированными офиолитами и Пери-Аравийскими блоками (Лицианские покровы), включающими офиолиты; 10 – предполагаемая океаническая кора; 11 – платформы; 12–13 – впадины: 12 – кайнозойские, 13 – мезозойские

 модели, где регион рассматривается как часть глобальной Альпийско-Гималайской коллизионной зоны.

Эти модели основаны главным образом на геологических данных. Выполненные в данном регионе геофизические исследования о строении земной коры и верхней мантии позволяют существенно дополнить эти данные о возможных геодинамических процессах формирования региона и предложить пути согласования разных геодина-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

мических моделей в виде единой комплексной модели.

#### Комплексная геодинамическая модель Черноморско-Каспийского региона

По предлагаемой нами новой комплексной геодинамической модели Черноморско-Каспийский регион можно рассматривать как сложно построенную широкую шовную зону между Восточно-Европейской и Арабской литосферными плитами, сформировавшуюся в результате двух основных геодинамических процессов, платформенного и коллизионного. Результатом платформенного режима была переработка литосферы южной окраины Восточно-Европейской платформы с формированием линейно вытянутых зон глубинных разломов вдоль границы платформы и глубоких впадин Черного моря и Южного Каспия. Механизмы развития платформенных структур хорошо изучены на разных континентах и показано, что они связаны в основном с физико-химическими преобразованиями вещества верхних оболочек Земли. Большая роль в таких преобразованиях отводится энергонасыщенным мантийным флюидам. Это подтверждается данными изучения природы повышенного температурного режима Черноморско-Каспийского региона [35]. Для коллизионных процессов характерно формирование складчатых структур и сложных взаимных перемещений отдельных литосферных блоков. Этими процессами объясняется строение земной коры Кавказского региона, вызванное продвижением в северном направлении блока Аравийской плиты и широким проявлением надвиговой тектоники в регионе. Но геофизические данные показали, что эти процессы охватывали только земную кору Кавказа, а верхняя мантия древней Восточно-Европейской плиты выдержала давление со стороны Альпийско-Гималайской коллизионной зоны и сохранила линейную форму своей южной границы (см. рис. 14). Выявленные по сейсмическим данным характеристики земной коры Малого Кавказа позволяют уточнить детали этой коллизионной модели. Нами было показано, что в аномально мощной коре Малого Кавказа четко выделяются два слоя, разделенные зоной пониженной скорости и двумя отражающими границами (см. рис. 5). Такая кора могла образоваться в результате надвига коры Аравийской плиты на кору Кавказского региона. Этот надвиг происходил на уровне многослойного Мохо, не затрагивая верхнюю мантию. Строение мощной (>40 км) высокоскоростной коры Рионо-Куринской впадины можно объяснить сложным сочетанием переработки коры мантийными интрузиями с деформационными процессами сжатия коры под действием надвигающегося на нее блока Малого Кавказа.

#### выводы

В результате проведенного обобщения и анализа геофизических данных о строении Черноморско-Каспийского региона, в который входят такие разные тектонические структуры, как впадины Черного моря и Южного Каспия, горные сооружения Кавказа и края Скифской и Анатолийской плит, выявлены основные, хорошо обоснованные, особенности строения земной коры и верхней мантии этого региона.

1. Кора Скифской плиты, включая Большой Кавказ, относится к коре континентального типа мощностью более 40 км с тремя основными слоями:

 – гранито-гнейсовым со скоростями продольных волн 5.8–6.4 км/с;

- гранулито-гнейсовым (6.4-6.7 км/с);

- гранулито-базитовым слоя (6.6-7.2 км/с).

2. Кора глубоких впадин Черного моря и Южного Каспия характеризуется аномально мощной осадочной толщей (>20 км) и тонкой (5–10 км) базитовой корой. Это – океанический тип коры, который отделяется от континентальной коры переходными типами: субконтинентальным и субокеаническим.

3. Кора Малого Кавказа имеет такую же большую мощность, как и кора Большого Кавказа, но скорости в ней аномально низкие и базитовый слой практически отсутствует, что представляет аномальный тип коры. Аномальный тип коры характерен также для межгорной Реоно-Куринской впадины, поскольку скорости в ней высокие, как в глубоких впадинах субокеанического типа, но мощность большая ~40 км.

4. Верхняя мантия Кавказского региона характеризуется пониженными скоростями (≤8.0 км/с), что связано с повышенным температурным режимом региона. Аномально низкие скорости наблюдаются в районе Малого Кавказа.

5. В формировании структур с разным типом коры и верхней мантии важная роль принадлежит глубинным разломам. Два протяженных субмеридиальных разлома ограничивают регион, отделяя его от Восточно-Европейской и Арабской литосферных плит. Два трансформных разлома, секущих Черное море и Кавказ, являются продолжением глубинных разломов, окаймляющих северно-восточную и юго-западную окраины мощного блока Арабской плиты. Серия локальных разломов делит кору впадин на отдельные блоки с разной мощностью осадочного чехла.

6. Выявленные структурные особенности земной коры Черноморско-Каспийского региона использованы для построения новой обобщенной схемы строения коры, на которой показаны типы коры и разграничивающие их глубинные разломы.

7. Построенная структурная схема земной коры позволяет на основании обобщения и анализа всего полученного геологического и геофизического материала предложить новую комплексную геодинамическую модель развития региона, включающую платформенные и коллизионные эндогенные режимы. Результатом платформенного режима было формирование глубоких впадин Черного и Каспийского морей и линейно вытянутых зон глубинных разломов вдоль южной границы Восточно-Европейской плиты. Коллизионными процессами объясняется строение Малого Кавказа, образовавшегося в результате надвига коры Аравийской плиты на кору Кавказского региона. Этот надвиг происходил на уровне многослойной границы Мохо, не затрагивая верхнюю мантию. Строение мощной высокоскоростной коры в районе Рионо-Куринской впадины объясняется переработкой коры мантийными интрузиями и сжатием коры под действием надвигающегося на впадину блока Малого Кавказа.

*Благодарности.* Авторы благодарны рецензентам д.г.-м.н. Ю.А. Воложу (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и проф. В.И. Попкову (КубГУ, г. Краснодар, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью, авторы благодарны М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование и подготовку статьи.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках бюджетной темы лаборатории "Создание геомеханической модели коры Большего Каказа на основе комплекса тектонофизических и геофизических методов", ИФЗ РАН (г. Москва, Россия).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Артюшков Е.В., Поселов В.А. Образование глубоководных впадин в российском секторе Амеразийского бассейна в результате эклогитизации нижней части континентальной коры // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 680–684.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. – М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- 3. Баранова Е.П., Егорова Т.П. Строение коры при переходе от Восточно-Черноморской впадины к валу Шатского по результатам переинтерпретации профилей ГСЗ 14-15-16 // Геофизический журнал. 2020. № 3. Т. 42. С. 1–18.
- Баранова Е.П., Т.П. Егорова, В.Д. Омельченко. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях // Геофизический журнал. 2008. Т. 30. № 5. С. 1–20.
- 5. Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // Геофизический журнал. 1990. Т. 12. № 5. С. 60-67.
- 6. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. Под ред. Л.В. Власова М.: Недра, 1978. 232 с.

7. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. С. 3–14.

- Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Под ред. Ю.Г Леонова – М: ГЕОС, 2007. 368 с.
- 9. *Гамбурцев Г.А.* Глубинное сейсмическое зондирование земной коры // Докл. АН СССР. 1952. Т. 87. № 6.
- Гальперин Е.И., Косминская И.П. Особенности методики ГСЗ на море // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958. № 7. С. 45–58.
- Глубинное строение территории СССР. Под ред. В.В. Белоусов, Н.И.Павленкова, Г.Н. Квятковская – М.: Наука, 1991. 224 с.
- 12. Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Сейсмотомографическая модель коры Южного Крыма и прилегающей части Черного моря // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С. 56–73.
- Дорбат К., Арефьев С.С., Рогожин Е.А. Глубинная структура очаговой зоны Спитакского землетрясения по сейсмотомографическим данным // Физика Земли. 2004. № 8. С. 41–55.
- 14. Дуда С., Фастофф С., Кайзер Д. Спитакское землетрясение 7 декабря 1998 г: параметры очага по широкополосным записям Центральной сейсмологической обсерватории ФРГ // Физика Земли. 1991. № 11. С. 27–38.
- Иогансон Л.И. Обобщающие тектонические гипотезы В.В. Белоусова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. №. 4. С. 80-84.
- 16. Кенгерли Т.Н., Кадиров Ф.А., Етирмишли Г.Д., Алиев Ф.А., Кязимова С.Э., Алиев А.М., Сафаров Р.Т., Вахабов У.Г. Геодинамика, активные разломы и механизмы очагов землетрясений в зоне псевдосубдукционного взаимодействия континентальных микроплит Южного и Северного Кавказа (южный склон Большого Кавказа, Азербайджан) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 96. № 4. С. 1099–1126.
- 17. *Копп М.Л., Курдин Н.Н.* Региональные сдвиги на Юго-Восточном Кавказе // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1980. № 11. С. 30–37.
- Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 12. С. 43–51.
- Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе // Советская геология. 1970. № 8. С. 113–120.
- 20. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Пери-гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь поздне-кайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
- Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. Под ред. Ю.Г. Леонова М.: ГЕОС, 2010. С. 1–64 (Тр. ГИН РАН. 2010. Вып. 593).

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

- Международная тектоническая карта Европы. М-6: 1 : 5000000. – Под ред. Ю.Г. Леонова, В.Е. Хаина – М.: ГИН РАН, Комис. геол. карты Мира, ВСЕГЕИ, ЮНЕСКО. 1996. 3-е изд.
- 24. Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1974. № 9. С. 23–31.
- Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Лунарский Г.Н., Мизно М.Ф., Мупсидзе Г.Я., Чичинадзе В.К. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования // Океанология. 1966. № 1. С. 10–24.
- 26. Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // ДАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 515–517.
- Никишин А.М., Фокин П.А., Тихомиров П.Л. и др. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. – Под ред. А.М. Никишина – М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. 391 с.
- Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 18-33.
- Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичивань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16–25.
- 30. *Павленкова Г.А.* Структура земной коры Малого Кавказа по данным глубинного сейсмического зондирования // Геофизические исследования. 2019. № 1. Т. 20. С.65–79.
- 31. Павленкова Н.И. Кольская скважина и ее значение для глубинных сейсмических зондирований // Советская геология. 1989. № 6. С. 17–23.
- 32. Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А. Земная кора глубоких платформенных впадин Северной Евразии и природа их формирования // Физика Земли. 2016. № 5. С. 150–164.
- Павленкова Н.И., Пилипенко В.Н., Роман В.А. Методика составления скоростных разрезов земной коры. Киев: Наукова Думка, 1972. 214 с.
- 34. Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как транс-региональный позднеколлизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.
- 35. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
- 36. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона. В сб.: Геодинамика Кавказа – Под ред. В.Н. Страхов. М.: Наука, 1989. С. 109–112.

- Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М. Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли. 2003. № 6. С. 5–20.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. – Под ред. С.М. Зверева, И.П. Косминской – М.: Наука, 1980. 180 с.
- Строение Западной части Черноморской впадины. Под ред. Я.П.Маловицкого, Ю.П Непрочнова – Москва: Наука, 1972. 244 с.
- Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. М-б 1: 2500000. Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова Краснодар: КубГУ, 2009. 213 с.
- 41. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – Под ред. И.В. Бариновой – М.: МГУ, 1997. 320 с.
- 42. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. С. 95–166.
- Шукин Ю.К., Астахов А.К., Белов А.А. и др. Геологогеофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии) // Геофизика. № 5. 1998. С. 54–66.
- 44. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. № 7. С. 31-45.
- 45. *Юдин В.В.* Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 117 с.
- 46. Яновская Т.Б., Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Строение подкоровой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным // Физика Земли. 2016. № 1. С. 15–30.
- Al-Lazki A.I., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Turkelli N., Mohamad R. Pn-tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian, and African plates // Geophys. J. Int. 2004. Vol. 158. P. 1024–1040.
- Angus D.A. Wilson D.C., Sandvol E., Ni1 J.F. Lithospheric Structure of the Arabian and Eurasian Collision Zone in Eastern Turkey from S-wave Receiver Functions // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 166. P. 1335–1346.
- Cloetingh S., Burov E.B. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms // Basin Res. 2011. Vol. 23. P. 257–290.
- Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // // Phys. Earth Planet. Interior. 1993. Vol. 79. P. 195–218.
- European Lithosphere Dynamics. Ed.by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc. Mem. London, UK, Bath: Geol. Soc. London, 2006. No. 32), 662 pp.
- 52. Gobarenko V., Yegorova T., Stephenson R. Local tomography model of the northeast Black Sea: Intraplate crustal underthrusting. in: *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Geol. Soc. London Spec. Publ. London. 2017. Vol. 428), P. 221–239. https://doi.org/10.1144/SP428.2
- 53. Gök R., Mellors R.J., Sandvol E., Pasyanos M., Hauk T., Takedatsu R., Yetirmishli G., Teoman U., Turkelli N., Godoladze T., Javakishvirli Z. Lithospheric velocity

structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region // J. Geoph. Res. Ser.: Solid Earth. 2011. Vol. 116. B05303. P. 1–14. https://doi.org/10.1029/2009JB000837

- 54. Janik T., Grad M., Guterch A., and CELEBRATION 2000 Working Group, Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland // Geol. Quaternary. 2009. Vol. 53. No. 1. P. 141-158.
- 55. Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia I. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth. 2012. Vol. 3. No. 3. P. 327-337.
- 56. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reillv S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Int. J. Earth Sci. 2019. Vol. 8. Is.7. P. 2407–2428. https://doi.org/10.1007/s00531-019-01770-2
- 57. Neprochnov Yu.P., Kosminskava I.P., Malovitskv Ya.P. Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas // Tectonophysics. 1970. Vol. 10. P. 517-538.

https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90042-9.

58. Nikishin A.M., Okay A.I., Tuysuz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. P. 2. Tectonic history and peleogeography // Marin. Petrol. Geol. 2015. Vol. 59. P. 656-670.

https://doi.org/0.1016/j.marpetgeo.2014.08.018

59. Rebetsky Yu.L. The current state of crustal stresses in the Caucasus according to the unified catalogue of earthquake mechanisms // Geodynam. Tectonophys. 2020. Vol. 11. Is. 1. P. 17-29.

https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0459

- 60. Saintot A., Stephenson R.A., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V. The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. - in: European Lithosphere Dynamics, - Ed by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc. London Mem. 2006. No 32), P. 481-505.
- 61. Salah M.K., Sabin S. 3D crustal velocity and  $V_p/V_s$ structure beneath Southeast Anatolia and their geodynamic implications // Geophys. J. 2019. Vol. 41. No. 2. P. 122-140.

https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v4112.2019. 164460

- 62. Scott C.L., Shillington D.J., Minshull T.A., Edwards R.A., Brown P.J., White N.J. Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in Eastern Black Sea // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 178. P. 1145-1163. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x
- 63. Shillington D.J., Minshull T.A., Edwards R.A., White N. Crustal structure of the Mid Black Sea High from wideangle seismic data. — in: Petroleum Geology of the Black Sea, – Ed.by M.D. Simmons, G.C. Tari, A.I. Okay, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 464), P. 19-32. https://doi.org/0.1144/SP464.6
- 64. Shillington D.J., Scott C.L., Minshull T.A., Edwards R.A., Brown P.J., White N. Abrupt transition from magmastarved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea // Geology. 2009. Vol. 37. Is. 1. P. 7-10. https://doi.org/10.1130/G25302A.1
- 65. Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y. et al. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: New evidence to constrain its tectonic evolution // Comptes Rendus Geosience. 2016. Vol. 348. P. 23-32.
- 66. Stampeli G.M., Kozur H.W. Europe from the Variscan to the Alpine cycles. - in: European Lithosphere Dynamics, - Ed by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc. Mem. London. 2006. No 32), P. 57-82.
- 67. Starostenko V. Buryanov V., Makarenko I. et al. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // Tectonophysics. 2004. Vol. 381. P. 211-233
- 68. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., et al. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // Geophys. J. Int. 2015. Vol. 201. P. 406-428. https://doi.org/10.1093/gji/ggv018
- 69. Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T. Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography // Geoph. J. Int. 2013. Vol. 193. P. 287-303.

https://doi.org/10.1093/gji/ggs098

- 70. Zabelina I., Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S., Nassir A. Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // J. Asian Earth Sci. 2016. No. 119. P. 87-99.
- 71. GEBCO. https://www.gebco.net/data and products/ printable maps/documents/gebco world map 2014.pdf

# **Deep Structure and Geodynamics of the Black Sea-Caspian Region**

N. I. Pavlenkova<sup>1, \*</sup>, T. P. Yegorova<sup>2</sup>, E. P. Baranova<sup>2</sup>, G. A. Pavlenkova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, bld. 10, B. Gruzinskaya str., 123242 Moscow, Russia <sup>2</sup>Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, bld. 32, Palladin ave., 03680 Kiev, Ukraine \*e-mail: ninapav@mail.ru

The paper presents the new data on the crust structure of the Black Sea-Caspian region, including the Scythian and Anatolian plates margins, the Caucasus, Black Sea and Southern Caspian. Generalization and anal-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

#### ПАВЛЕНКОВА и др.

ysis of seismic and seismological data assessing reliability of seismic materials were made and velocity sections of the crust were constructed. On these sections, using deep drilling data and studies of the crust composition in xenoliths, three main layers were identified in the crust - granite-gneiss (6.0–6.4 km/s), granulite-gneiss (6.5–6.7 km/s) and basite (6.8–7.2 km/s) layers. Based on the thickness of these layers, the main types of the crust are determined. On the area of the Scythian and Anatolian plates, the continental types are distinguished with all three layers, but differing in the total thickness of the crust types. Within deep sea basins the oceanic type with thin basitic crust and two transitional types, subcontinental and suboceanic, differing in the total thickness of the crust and the thickness of the basitic layer are distinguished. In the Caucasus region, anomalous types of crust are observed, – the thick crust of the Lesser Caucasus with anomalously low veloc-ities and the thick high-velocity crust of the Reon–Kura trough. According to seismological data, the crust of the Black Sea-Caspian region is separated from the platform plates bounding it by the deep faults and crossed by two transform faults, and the upper mantle of the Caucasus differs from neighboring regions by reduced velocities. Based on the analysis of the all obtained material and CDP data on the basement structure, new structural and geodynamic schemes of the crust of the entire region are compiled and it is shown that the formation of depressions with oceanic and suboceanic crust types corresponds to the platform regime characteristic of the depressions of Eastern Europe, and to explain the structure of the Caucasus region, a new collision model is proposed with the thrust of the Anatolian plate crust onto the crust of the Lesser Caucasus without changing the structure of the upper mantle.

*Keywords:* Black Sea, Southern Caspian, the Caucasus, the Earth's crust, upper mantle, seismic profiles, seismic tomography, type of the crust, geodynamics

УДК 552:550.4

# ГРАНИТОИДЫ КОНГИНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): СОСТАВ ПОРОД, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2022 г. А. Н. Глухов<sup>1,</sup> \*, А. Б. Котов<sup>2</sup>, В. В. Прийменко<sup>1</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>2</sup>, А. А. Иванова<sup>2</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>2</sup>, А. М. Федосеенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН (СВКНИИ ДВО РАН), ул. Портовая, д. 16, 685000 Магадан, Россия <sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), наб. Макарова, д. 2, 199034 Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: gluhov76@list.ru Поступила в редакцию 24.11.2021 г. После доработки 16.02.2022 г. Принята к публикации 28.02.2022 г.

В нашем исследовании проведен анализ состава пород гранитоидов, распространенных в пределах Конгинской магматической зоны Омолонского срединного массива. Изученные известково-щелочные гранитоиды прорывают раннедокембрийский кристаллический фундамент и терригенно-карбонатные породы рифейско—палеозойского чехла. В соответствии с проведенным анализом мы выявили, что гранитоиды содержат умеренное количество кремнезема и щелочей при близких количествах калия и натрия, повышенное количество глинозема. Гранитоиды обогащены барием, элементами группы железа, большинством высокозарядных элементов и обеднены крупноионными литофильными элементами, редкоземельными элементами и иттрием. На дискриминантных диаграммах элементы располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг. По результатам U–Pb метода датирования возраст (ID-TIMS) циркона из гранитоидов составляет 86.4  $\pm$  0.3–86  $\pm$  1 млн лет. По возрасту, химическому составу и особенностям распределения редкоземельных элементов, изученные гранитоиды близки породам Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что позволяет считать Конгинскую зону его составной частью.

*Ключевые слова:* гранитоиды, химический состав пород гранитоидов, U–Pb датирование возраста, геодинамика, Конгинская магматическая зона, Омолонский массив, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

DOI: 10.31857/S0016853X22020023

### введение

Омолонский срединный массив является кратонным террейном и представляет собой одну из наиболее интересных региональных тектонических структур Северо-Востока Азии. В строении Омолонского срединного массива выделяются архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент, рифейско-мезозойские осадочные и вулканогенные комплексы чехла, меловые Олойский и Охотско-Чукотский окраинно-континентальные вулканогенные пояса. Изверженные ассоциации известково-щелочного состава сосредоточены в пределах зон тектоно-магматической активизации, пересекающих докембрийские, палеозойские и раннемезозойские структуры Омолонского массива [11, 16] (рис. 1). Зоны тектономагматической активизации представляют собой линейные ареалы развития андезитов, дацитов и ассоциирующих с ними гранитоидов и габбро. Данные зоны тектонически разнородны, среди них есть как рифтогенные структуры (Омсукчанская, Хурчан-Оротуканская), так и фрагменты надсубдукционных магматических дуг (Олойско-Березовская) [5, 9, 10]. Дискордантность залегания смежных слоев по простиранию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и значительное удаление зон тектоно-магматической активизации от палеозоны субдукции (альб—кампан) связана с проявлениями региональной структурной дисгармонии [2, 14].

Мы провели исследование Конгинской магматической зоны, которая является одной из наиболее крупных из подобных структур. Формирование Конгинской магматической зоны свя-



Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока России (по данным [2], с изменениями и дополнениями). Показан (рамка) регион исследования.

Обозначено: Ом – Омолонский террейн; ЮАЗ – Южно-Анюйская сутурная зона. Обозначены зоны тектоно-магматической активизации: *Кн* – Конгинская, *ОБ* – Олойско-Березовская, *Ом* – Омсукчанская, *ХО* – Хурчан-Оротуканская.

1 – докембрийские кратоны и перикратонные террейны; 2 – палеозойские террейны пассивной континентальной окраины; 3 – триасовые и юрские турбидиты передовой зоны Верхоянского пояса; 4 – пермские и триасовые турбидиты пассивной окраины Чукотского блока; 5 – юрско-меловые вулканогенные пояса и осадочные бассейны; 6 – положение Южно-Анюской сутурной зоны; 7 – Охотско-Чукотский вуканогенный пояс (альб-кампан); 8 – Коряскско-Камчатские вулканогеные пояса (палеоген-четвертичные), перекрывающие юрско-меловые аккрреционные офиолитовые комплексы

зывается с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом [6, 11, 12]. Однако это не подтверждено современными геохронологическими данными. В свете общих вопросов эволюции активных континентальных окраин и, в частности, корреляции вулкано-плутонических ассоциаций, расположенных в различных их частях, выявление взаимоотношений комплексов осевой части Охотско-Чукотского пояса и зон тектоно-магматической активизации является актуальным.

Целью нашей статьи являются изучение геодинамических обстановок формирования гранидоидов Конгинской зоны на основе геохимического и геохронологического анализа и определение положения Конгинской структуры магматической зоны в структуре Омолонского массива.

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Конгинская магматическая зона представляет собой линейную структуру протяженностью ~150 км и шириной 15—50 км, образованную сближенными вулкано-плутоническими структурами, среди которых ранее были выделены вулканические просадки (Ирбычанская и Верхнерусскинская) и интрузивно-купольные поднятия (Жаркинское, Базовское) (рис. 2). Они выполнены вулканогенно-осадочными и вулканогенны-



Рис. 2. Тектоническая схема Омолонского террейна.

1 – дорифейский кристаллический фундамент; 2 – рифейско-среднеюрские осадочные и вулканогенные комплексы;
3 – Охотско-Чукотский и Олойский меловые вулканогенные пояса;
4 – террейны складчатого обрамления;
5 – палеозойские,
6 – позднемезозойские;
7 – разломы;
8 – участки работ:
1 – "Захаренко",
2 – "Лабазный",
3 – "Седой",
4 – "Джелты",
5 – "Невенрекан",
6 – "Перекатный",
7 – "Туромча",
8 – "Альдигич",
9 – "Горный";

ми образованиями конгинской свиты (андезиты, дациты, риолиты), основанием которой служат разнообразные породы рифейско-палеозойского чехла и эффузивы Кедонского пояса [6, 12]. Возраст конгинской свиты обоснован находками позднеальбской и сеноманской флоры [12]. Характерны ассоциирующие с эффузивами многочисленные полого залегающие субвулканические тела (силлы и лакколиты). Петрохимический состав вулканитов характеризуется повышенной калиевой щелочностью [12]. Интрузии Конгинской зоны объединены в викторинский комплекс [12] и представлены, в большинстве своем, мелкими (площадь выходов до 10 км<sup>2</sup>) штоками простого (одно- двухфазного) строения, сложенными преимущественно порфировидными субщелочными породами умеренной кремнекислотности: монцонитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами. Установлены редкие выходы габбро и гранитов. Кроме того, породы комплекса слагают относительно крупные (40-90 км<sup>2</sup>) интрузивные массивы (Ветвистый, Мрачный). Интрузии прорывают как домеловые комплексы, так и вулканиты конгинской свиты. Следует отметить, что ареал развития интрузий викторинского комплекса существенно шире границ собственно одноименной зоны и охватывает практически всю центральную и южную части Омолонского массива. Вулканиты и интрузии вмещают золото-серебряные, серебро-полиметаллические, и медно-молибден-порфировые рудопроявления [7].

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав горных пород анализировался в лаборатории ООО "Стюарт Геокемикл Энд Эссей" (г. Москва, Россия). Содержания петрогенных окислов, а также редких и редкоземельных элементов определялись сплавлением с метаборатом лития с последующим растворением в смеси кислот и атомно-эмиссионной спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES). Пределы обнаружения для петрогенных окислов составили 0.01-100%, для REE, Th, U 0.01–0.05 г/т, W, Zr, Ba, Sr, Ta, Ce, Ga 0.1 г/т. Содержания редких элементов определялись окислительным разложением в четырех кислотах с последующим определением основных элементов методом атомно-эмиссионной спектрометрии. Пределы обнаружения для Cu, Ni, Co, Pb, Sc, Li 0.1–0.5 ppm, для Ag, Mo, Cd 0.01–0.05 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP\_2, BM, СГД\_1А, СТ\_1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов. Обработка петро- и геохимических данных и построение классификационных диаграмм производилось посредством свободно распространяемого программного пакета GCDkit.

U-Рb геохронологические исследования цирконов (ID-TIMS) выполнялись в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). Выделение циркона для U-Pb геохронологических исследований проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные кристаллы или их фрагменты подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и сильной одноосновной соляной кислоте-гидроксиде (HNO<sub>3</sub>). После каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу [19]. Изотопные анализы выполнялись на многоколлекторном массспектрометре "TRITON TI" в статическом режиме и также при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовался трассер <sup>235</sup>U-<sup>202</sup>Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%, холостое загрязнение составило 5 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программам PbDAT и ISOPLOT [20]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [25]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [26]. Все ошибки не превысили уровня 2σ.

#### СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды Конгинской зоны были изучены нами в пределах четырех участков.

#### Участок "Седой"

Участок "Седой" расположен в пределах интрузивно-купольной структуры, ядро которой сложено гранитоидами позднепалеозойского булунского комплекса, а крылья терригенно-карбонатными породами ордовика, перми и триаса, перекрытыми кислыми игнимбритами кедонской серии позднего палеозоя [1] (рис. 3). Палеозойские толщи прорваны многочисленными мелкими (<0.5 км<sup>2</sup>) штоками гранодиорит-порфиров викторинского комплекса. Породы имеют аллотриоморфнозернистую с элементами гипидиоморфнозернистой структуру, состоят из зерен плагиоклаза № 18-20 размером 0.5-1.3 мм (50-55%), промежутки между которыми выполнены калиевым полевым шпатом (20-25%), кварцем (13-15%), биотитом (8-10%). Акцессорными минералами являются апатит и циркон.



Рис. 3. Схематические геологические карты участков работ.

(а)–(г) – участки: 1 – "Захаренко", 2 – "Джелты", 3 – "Лабазный", 4 – "Седой". 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи ордовика-триаса; 3 – архейские гнейсы; 4 – конгинский комплекс позднего мела: a – субвулканические тела, б – дайки; 5–6 – гра-нитоиды викторинского комплекса: 5 – монцодиориты, сиениты, диориты; 6 – граниты и гранодиориты; 7 – разломы: а – достоверно установленные, б – предполагаемые; 8 – пробы и их номера

## Участок "Захаренко"

На участке "Захаренко" образования викторинского интрузивного комплекса образуют шток площадью 3.5 км<sup>2</sup>, который имеет двухфазное строение и сложен габбро-диоритами, диоритами,

монцодиоритами, диоритовыми порфиритами (см. рис. 3). Интрузия прорывает туфы и игнимбриты риолитов кедонской серии среднего-позднего девона. Породы зеленовато-серой окраски, равномернозернистые, реже порфировидные,

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 2 2022 среднезернистые, сложены плагиоклазом (50– 55%), пироксеном (30–35%), роговой обманкой, калиевым полевым шпатом, биотитом, оливином. По серициту из филлизитов, наложенных на монцодиориты участка "Захаренко" ранее нами была получена Ar–Ar оценка возраста 87.9  $\pm$  $\pm$  1.3 млн лет [6].

## Участок "Лабазный"

На участке "Лабазный" одноименный шток площадью ~3 км<sup>2</sup> прорывает туфы риодацитов кедонской серии и сложен кварцевыми диоритами, монцодиоритами, сиенитами (см. рис. 3). Породы хорошо раскристаллизованы, порфировидные, помимо плагиоклаза, калиевого полевого шпата и пироксена содержат значительные количества роговой обманки (до 15%) и биотита (до 5%). Акцессорными минералами являются апатит, магнетит, сфен, циркон.

#### Участок "Джелты"

На участке "Джелты" образования викторинского интрузивного комплексы представлены силлами диоритовых порфиритов, по химическому составу соответствующих кварцевым монцодиоритам (см. рис. 3).

По геохимическим особенностям гранитоиды всех четырех изученных участков Конгинской магматической зоны имеют близкий состав пород (табл. 1). Породы нормально и умеренно-щелочные, с К—Na типом щелочности, высокоглиноземистые. По сравнению с кларком, они обогащены элементами группы железа — Fe, Cr, Ni, Co, Mn, а также Ba, Mo, As, W, Nb, Zr. Обеднение относительно кларка наблюдается для большинства крупноионных литофилов (за исключением Ba), Y и REE.

Для сопоставления изученных нами участков "Седой", "Захаренко", "Лабазный" и "Джелты" с Конгинской магматической зоной нами были изучены дополнительно еще пять участков Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Все изученные участки характеризуются развитием интрузий гранитоидов умеренно- и нормально щелочного состава, прорывающих вулканические комплексы раннего и позднего мела.

## ДАННЫЕ U-РЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ГРАНИТОИДОВ

Нами получены оценки возраста цирконов из пород викторинского комплекса, отобранных на двух участках — уч. "Захаренко" и уч. "Седой" (рис. 4, пробы 2 и 4). Для идиоморфных кристаллов циркона из монцодиоритов участка "Захаренко" характерны призматический и длиннопризматический (до игольчатого) габитусы. Простые формы, участвующие в огранении, – призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111} (см. рис. 4, а (I–IV)). К<sub>удл</sub> от 1.8 до 5.5. Кристаллы бесцветные, прозрачные и полупрозрачные. Циркон оптически однородный, не зональный. В большинстве зерен присутствуют минеральные и газово-жидкие включения. В режиме катодолюминесции в цирконе выявляется осцилляторная зональность (см. рис. 4, а (V–VIII)).

Для U–Pb геохронологических исследований использованы наиболее "чистые" игольчатые и длиннопризматические кристаллы циркона из размерных фракций 75–100 мкм и 100–150 мкм. Точки изотопного состава этого циркона располагаются на конкордии или незначительно дискордантны (рис. 5, табл. 2, образцы № 1–3). Величина конкордантного возраста составляет 86.4  $\pm$  0.3 млн лет (СКВО = 0.79, вероятность = 0.37). Морфологические особенности циркона указывают на его кристаллизацию из расплава, следовательно, значение его конкордантного возраста 86.4  $\pm$  0.3 млн лет можно рассматривать в качестве оценки возраста образования монцодиоритов (см. рис. 5).

Из диоритовых порфиритов конгинского комплекса участка "Седой" выделен циркон, представленный субидиоморфными и идиоморфными кристаллами с вариациями габитуса - от короткопризматического до длиннопризматического с К<sub>улл</sub> = 1.6–3.2. В огранении участвуют призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111}, {211} (см. рис. 4, б (I–IV)). Поверхность граней гладкая, в большинстве случаев ребра четкие. Кристаллы прозрачные, светло-желтого цвета. Для внутреннего строения циркона характерно наличие тонкой осцилляторной зональности и большого количества минеральных включений. В отдельных кристаллах призматического облика идентифицируются реликты унаследованных ядер (см. рис. 4, б (V-VIII)).

Для U–Pb геохронологических исследований использовались микронавески идиоморфных и однородных зерен циркона, отобранного из размерных фракций 85–100 и >100 мкм (см. табл. 2, образцы № 4–9). Циркон двух навесок был подвергнут предварительной кислотной обработке с предшествующим высокотемпературным отжигом (экспозиция 2 часа, температура 220°С) (см. табл. 2, образцы № 5, № 9, см. рис. 4, б).

Изученные образцы циркона характеризуются незначительной возрастной дискордантностью или конкордантны (см. табл.2, см. рис.5, рис. 6). Величина конкордантного возраста (см. табл. 2, образец № 5) составляет 86 ± 1 млн лет (СКВО = 1.2,

Химические элементы	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17
и окислы																	
$SiO_2$	63.71	57.21	60.42	62.25	72.18	64.68	64.42	60.62	62.22	58.61	62.40	62.29	60.98	68.91	54.19	68.96	70.18
$TiO_2$	0.68	0.98	0.53	0.47	0.21	0.53	0.59	0.64	0.79	0.82	0.60	0.60	0.79	0.36	1.04	0.36	0.27
$Al_2O_3$	17.14	17.73	18.32	17.06	14.99	16.57	16.38	17.61	16.36	15.67	17.09	16.90	17.68	16.14	17.89	15.27	14.93
$\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}$	6.51	8.38	6.33	7.02	3.04	5.42	5.51	6.56	6.32	7.03	6.35	6.71	5.80	3.99	9.58	4.03	3.12
Mn	0.09	0.16	0.15	0.12	0.09	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.14	0.15	0.10	0.13	0.14	0.08	0.05
MgO	2.07	3.16	1.83	1.87	0.44	1.54	2.05	2.20	3.44	5.97	2.18	2.21	2.29	0.80	4.37	1.03	0.67
CaO	4.37	6.72	6.45	5.15	1.31	3.53	3.28	3.70	4.68	6.58	5.43	5.28	5.36	3.64	8.06	2.77	2.13
$Na_2O$	3.19	3.54	3.78	2.82	3.38	4.19	4.10	5.95	4.36	3.73	3.30	3.32	4.22	3.04	3.29	3.90	3.74
$K_2O$	2.00	1.88	1.98	3.05	4.28	3.16	3.28	2.35	1.60	1.33	2.32	2.36	2.58	2.85	1.20	3.47	4.83
$P_2O_5$	0.24	0.24	0.20	0.19	0.08	0.26	0.28	0.25	0.11	0.16	0.18	0.17	0.20	0.13	0.23	0.12	0.08
Ag	0.14	0.12	0.01	0.07	0.07	0.15	0.03	0.11	0.12	0.05	0.06	0.10	0.10	0.17	0.13	0.03	0.05
As	5.0	4.5	4.5	7.3	5.6	12.2	3.4	6.3	6.9	5.7	9.6	10.4	5.2	9.0	8.6	6.5	9.4
Be	1.15	1.26	06.0	1.09	1.52	1.35	1.17	1.22	1.04	0.97	1.43	1.19	1.26	1.69	1.02	1.43	1.50
Bi	4.11	0.18	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.03	0.05	0.02	0.04	0.01	0.05	0.04
Cd	0.43	0.14	0.04	0.05	0.11	0.13	0.05	0.10	0.04	0.06	0.08	0.06	0.12	0.38	0.11	0.01	0.01
Co	13.9	16.8	7.7	18.0	2.6	8.5	7.9	13.0	20.4	27.3	12.8	13.3	12.9	4.7	24.6	5.6	3.9
Cu	65.1	81.7	14.0	42.7	9.5	13.9	4.1	26.9	25.7	35.2	24.3	24.9	23.0	10.2	30.3	9.6	10.9
Ge	0.10	0.17	0.03	0.03	0.08	0.18	0.12	0.09	0.03	0.03	0.03	0.05	0.07	0.07	0.03	0.08	0.08
In	0.061	0.075	0.036	0.046	0.022	0.039	0.033	0.038	0.041	0.033	0.039	0.048	0.028	0.018	0.078	0.028	0.032
Li	4.2	3.6	2.0	8.9	3.6	15.9	18.5	48.6	17.6	13.2	16.4	15.3	18.5	43.2	18.5	23.0	11.0
Mg	1.11	1.80	0.88	0.91	0.23	0.86	1.14	1.21	1.83	3.57	1.10	1.13	1.19	0.37	2.51	0.57	0.37
Mn	643	1217	1116	827	637	857	784	841	752	827	983	1060	694	985	1029	527	429
Мо	5.05	3.26	2.76	9.89	3.64	4.58	1.23	1.60	3.61	3.30	1.91	3.20	3.49	5.06	2.31	3.78	3.95
Ni	12.4	11.7	13.0	24.6	13.4	15.6	5.1	11.3	107.5	165.0	11.8	16.2	17.9	23.7	18.1	14.2	18.7
Pb	11.3	8.9	5.0	6.5	13.1	10.6	19.0	8.2	7.5	7.2	10.1	14.0	9.4	28.8	6.4	10.4	13.5
Sb	0.25	0.12	0.10	0.17	0.44	0.49	0.24	0.80	0.18	0.20	0.51	0.51	0.20	0.85	0.49	0.25	1.33
Sc	11.7	19.6	5.0	7.7	2.7	8.1	9.2	6.5	11.9	14.7	13.5	13.3	9.1	3.1	20.0	7.0	4.8
H	0.88	0.44	0.15	0.26	0.46	0.35	0.33	0.27	0.20	0.14	0.27	0.27	0.29	0.33	0.16	0.41	0.69

Таблица 1. Содержания химических элементов в гранитоидах Конгинской зоны и Пенжинского сегмента ОЧВП

іание	
Оконч	
Ϊ.	
блица	

Таблица 1. О	кончани	е															
Химические			,			,	-	-									
элементы и окислы	-	5	n	4	Ś	9	7	×	6	10	11	12	13	14	15	16	17
Zn	83	92	60	52	53	73	78	91	67	71	75	83	65	87	97	44	29
Ba	847.1	701.1	906.8	945.3	1025.7	1598.2	1504.7	1116.9	295.1	257.7	804.8	832.9	766.7	806.8	523.5	735.2	1093.7
Ce	56.8	54.9	40.0	32.4	58.1	6.69	73.5	50.6	24.0	28.4	45.8	48.6	43.4	46.4	41.2	59.0	63.3
Cr	325	310	394	672	375	478	128	196	880	592	227	337	317	562	187	392	535
Cs	1.23	1.22	0.36	0.87	1.21	2.20	3.29	1.37	0.73	0.37	1.10	0.79	06.0	2.66	2.45	1.98	1.56
Dy	4.06	5.14	2.98	2.74	2.33	2.85	3.38	2.35	2.83	2.75	2.99	2.80	2.74	1.96	3.36	2.70	2.66
Er	2.49	2.80	1.80	1.73	1.54	1.35	1.60	1.13	1.39	1.56	1.73	1.88	1.55	1.04	1.93	1.83	1.73
Eu	1.23	1.46	1.09	0.99	0.57	1.31	1.42	1.23	1.02	1.07	1.02	1.05	1.13	0.86	1.34	0.81	0.71
Ga	19.5	18.2	20.2	19.0	14.4	20.8	21.1	19.4	17.2	18.7	18.2	18.8	20.6	18.7	19.9	16.8	15.7
Gd	5.16	5.66	3.14	2.92	2.78	3.86	4.14	3.66	2.98	3.22	3.31	2.82	3.25	2.40	4.17	3.03	2.81
Hf	5.7	4.4	2.6	2.7	3.8	5.0	4.5	4.1	3.1	2.8	3.5	3.4	3.7	3.2	3.4	3.5	4.1
Но	0.85	1.04	0.62	0.56	0.49	0.53	0.57	0.46	0.51	0.59	0.60	0.58	0.53	0.37	0.88	0.54	0.55
La	26.9	27.1	20.0	16.1	31.7	35.3	37.6	24.0	11.0	12.8	24.3	22.3	22.4	27.4	16.9	30.5	34.2
Lu	0.37	0.43	0.26	0.29	0.31	0.20	0.24	0.14	0.20	0.22	0.26	0.26	0.21	0.19	0.26	0.29	0.28
Nb	9.3	8.8	5.3	5.4	8.7	8.7	8.6	7.8	2.4	3.1	6.3	7.0	8.9	9.8	5.7	8.9	9.3
Nd	27.9	30.6	18.4	15.9	20.7	30.3	30.1	22.3	13.0	15.9	19.4	18.3	17.5	17.2	20.8	22.6	21.9
Pr	6.67	96.9	4.69	3.97	6.04	7.74	8.05	5.77	3.07	3.63	5.13	4.78	4.88	4.95	5.12	6.35	6.52
$\mathbf{Rb}$	62.5	44.8	33.3	52.0	67.8	50.4	60.8	37.5	35.3	23.3	43.3	43.7	53.6	50.6	21.6	81.3	95.2
Sm	5.94	6.07	3.82	3.40	3.35	5.09	5.54	4.14	2.97	3.33	3.63	3.59	3.71	2.82	4.60	4.22	3.54
Sr	555.2	670.1	786.9	690.4	131.4	868.5	534.3	787.5	326.5	549.2	447.9	447.7	599.8	314.9	586.7	345.6	333.3
Tb	0.70	0.89	0.50	0.40	0.35	0.56	0.59	0.45	0.42	0.48	0.43	0.47	0.51	0.33	0.56	0.45	0.42
$\operatorname{Th}$	3.32	3.73	2.16	2.58	6.70	3.46	3.51	2.67	2.72	2.10	4.28	4.12	5.62	6.92	1.86	8.03	10.24
Tm	0.39	0.38	0.30	0.23	0.25	0.20	0.23	0.15	0.23	0.21	0.23	0.26	0.23	0.16	0.27	0.25	0.27
U	2.00	1.08	0.69	0.73	1.73	0.83	0.75	0.65	0.93	0.60	1.27	1.19	1.19	1.38	09.0	2.19	2.15
Μ	93	5	ю	3	ю	7	2	1	1	11	5	4	3	3	1	1	Э
Υ	22.0	23.6	16.9	15.8	14.0	12.5	16.0	9.8	13.0	15.0	15.7	15.6	14.3	10.8	17.2	15.3	15.7
Yb	2.28	2.51	1.90	1.67	1.83	1.12	1.47	1.00	1.34	1.35	1.65	1.77	1.55	1.20	1.81	1.83	1.82
Zr	213	160	112	127	133	169	159	138	130	114	135	136	141	126	128	149	151

ГЛУХОВ и др.

88



**Рис. 4.** Морфология циркона из гранитоидов Конгинской магматической зоны. (а)–(б) – участки работ: (а) – участок "Захаренко" (проба 2); (б) – участок "Седой" (проба 8).

вероятность = 0.26) и совпадает со средней величиной возраста ( $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U) 86 ± 1 (СКВО = 5.4), рассчитанной для циркона из трех микронавесок фракции >100 мкм. Возраст, определяемый нижним пересечением дискордии, рассчитанной для всех точки изотопного состава проанализирован-

ного циркона, соответствует  $82 \pm 3$  млн лет (верхнее пересечение отвечает возрасту  $388 \pm 80$  млн лет, СКВО = 0.80).

Морфологические особенности циркона свидетельствуют о его магматическом генезисе. Таким образом, можно утверждать, что образование

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022



Рис. 5. Комплексная диаграмма U–Pb датирования (TIMS) монцодиоритов участка "Захаренко" (проба № 2).

	D			Изо	топные от	ношения			Bos	враст, млн	лет
Номер п/г	Размерная фракция (мкм) и характе- ристика циркона	U/Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>208</sup> Pb/206Pb*	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
		Ma	әнцоді	иориты викі	поринского	комплекса,	участок З	ахарен	ко		
1	75—100, 36 з.	62.3	423	$0.0484\pm2$	$0.2805\pm1$	$0.0898 \pm 4$	$0.0135 \pm 1$	0.52	$87\pm0.3$	$86\pm0.2$	$117 \pm 9$
2	100—150, 20 з.	55.0	233	$0.0479\pm1$	$0.2851\pm1$	$0.0890\pm4$	$0.0135 \pm 1$	0.51	$86\pm0.3$	$86\pm0.2$	$94\pm8$
3	100—150, 10 з.	51.7	217	$0.0478\pm1$	$0.2836 \pm 1$	$0.0888\pm2$	$0.0135 \pm 1$	0.55	$86\pm0.2$	$86\pm0.2$	$87 \pm 5$
				Диоритовь	ые порфири	ты, участо	к Джелты				
4	>100, 15 з.	65.4	375	$0.0482\pm2$	0.1903 ± 1	$0.0892\pm4$	$0.0134 \pm 1$	0.52	$87\pm0.3$	$86\pm0.2$	$108 \pm 8$
5	>100, 8 з.	41.3	95	$0.0481\pm3$	$0.1743 \pm 1$	$0.0902\pm7$	$0.0136 \pm 1$	0.34	$88\pm0.7$	$87\pm0.5$	$106\pm17$
6	85-100, BO,	61.5	418	$0.0488 \pm 1$	$0.1769\pm1$	$0.0976\pm4$	$0.0145 \pm 1$	0.54	$94\pm0.3$	$93\pm0.3$	$137\pm8$
	кисл. обр. = 2.0										
7	>100, 25 з.	58.5	331	$0.0483\pm2$	$0.1887 \pm 1$	$0.0936\pm5$	$0.0141 \pm 1$	0.50	$91\pm0.3$	$90\pm0.3$	$112\pm10$
8	>100, 13 з.	47.0	104	$0.0480\pm5$	$0.1974\pm1$	$0.0893\pm9$	$0.0135 \pm 1$	0.40	$87\pm0.4$	$86\pm0.3$	$99\pm23$
9	>100, BO,	46.3	158	$0.0493\pm2$	$0.1561 \pm 1$	$0.1080\pm5$	$0.0159 \pm 1$	0.47	$104 \pm 0.4$	$102\pm0.3$	$163 \pm 11$
	кисл. обр. = 2.0										

Таблица 2. Результаты U-Рь изотопных исследований циркона

Примечание. \* – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U-<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U; BO – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.



Рис. 6. Комплексная диаграмма U-Pb датирования (TIMS) монцодиоритов участка "Седой" (проба № 8).

расплавов, родоначальных для монцодиоритов, происходило 86 ± 1 млн лет назад.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

# Геодинамическая обстановка формирования Конгинской магматической зоны

Изученные породы Конгинской магматической зоны относятся к гранитоидам І-типа [23]. Они содержат умеренные количества кремнезема и щелочей при близких количествах калия и натрия, повышенное содержание — глинозема, обогащены элементами группы железа, бария и большинством высокозарядных элементов, обеднены крупноионными литофильными элементами, иттрием и редкоземельными элементами. Мы полагаем, что породы Конгинской магматической зоны относятся к типичным надсубдукционным образованиям вулканических поясов.

На дискриминантных диаграммах данные элементы располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 7).

Сопоставление гранитоидов викторинского комплекса Конгинской зоны и ранне-позднемелового гармандинского комплекса Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), приуроченных к Туромчинской вулкано-плутопоказывает их сходство [7, 15]. Имеющиеся К-Аг геохронологические данные для гармандинского комплекса находятся в большом интервале 83-66 млн лет [8]. Химические составы и особенности распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) гранитоидов викторинского и гармандинского комплексов сходны. Расположение соответствующих им фигуративных точек на дискриминантных диаграммах также одинаковое (рис. 8). Тем не менее, гранитоиды викторинского комплекса отличаются несколько более высокими концентрациями высокозарядных элементов и отчетливой европиевой аномалией. По содержаниям несовместимых элементов породы следующих комплексов соответствуют двум геохимическим типам [13]: викторинский комплекс соответствует анде-

нической структуре его Пенжинского сегмента

 викторинский комплекс соответствует андезитовому и латитовому типу;

 – гармандинский комплекс соответствует андезитовому и известково-щелочному типу.

U–Pb оценки возраста цирконов из гранитоидов Конгинской зоны (86.4 ± 0.3–86 ± 1 млн лет) соответствуют периоду максимальной активности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (89–80 млн лет) для его перивулканической зоны. Данная зона окаймлена с тыловой (континен-



**Рис.** 7. Диаграмма TAS (а), по [22], и дискриминационные Rb/Y + Nb, Nb/Y, Rb/Ta + Yb диаграммы (б), по [24], для гранитоидов магматической Конгинской зоны и Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). *1*-4 – участки Конгинской зоны: *1* – "Захаренко", *2* – "Лабазное", *3* – "Седое", *4* – "Джелты", *5*-9 – Пенжинский сегмент ОЧВП – "Невенрекан", *6* – "Перекатное", *7* – "Горное", *8* – "Альдигич", *9* – "Туромча"



**Рис. 8.** Диаграммы редкоземельных элементов (РЗЭ) гранитоидов Конгинской магматической зоны и Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Нормирование по: (а) – хондриту, по [18], (б) – примитивной мантии, по [21].

тальной) стороны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса полосой шириной 100–200 км [14]. Данные оценки возраста согласуются с U–Pb (SIMS) определениями возраста гранитоидов, смежной с Конгинской Коркодоно-Наяханской магматической зоны, который составляет 86  $\pm$  1.3 млн лет [3]. По результатам геохронологических и геохимических исследований мы полагаем, что Конгинская магматическая зона является частью Пенжинского сегмента Охотско-Чукот-

ского вулканогенного пояса. Геохимические отличия гранитоидов Конгинской зоны от пород Туромчинской структуры такие, как повышенные щелочность, кремнекислотность и содержания крупноионных литофильных элементов, аномалия европия, — могут быть объяснены большим удалением от палеозоны субдукции и генерацией магм за счет плавления салического гнейсового фундамента Омолонского массива.

### выводы

В результате проведенного анализа мы пришли к следующим выводам.

 Перивулканическая зона является частью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), она развивалась одновременно с фронтальными его зонами, что позволяет более широко экстраполировать полученные нами результаты.

2. Мы выявили, что в поперечном сечении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса отсутствуют значительные вариации условий и глубин генерации магм.

*Благодарности.* Авторы благодарят аналитиков ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) за выполнение U–Pb геохронологических исследований цирконов (ID-TIMS) и сотрудников ООО "Стюарт Геокемикл Энд Эссей" (г. Москва, Россия) за проведение анализа химического состава горных пород. Авторы благодарят анонимных рецензентов за комментарии, которые позволили улучшить статью и редакцию за подготовку статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамическая эволюция и металлогения Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. №. 2. С. 3–12.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249– 290.
- Акинин В.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е., Горячев Н.А., Маматюсупов В.Т., Кузнецов В.М., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О. Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфирового оруденения Коркодоно-Наяханской зоны, Северо-Восток России // Вестн. Северо-Восточн. НЦ ДВО РАН. 2019. № 4. С. 3–8.
- Акинин В.В., Глухов А.Н., Котов А.Б., Альшевский А.В., Прийменко В.В., Ползуненков Г.О. Новые данные о возрасте Кедонского вулканического пояса Омолонского массива (Северо-Восток Азии). – В кн.: Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Мат-лы LII Тектонического совещания. – М.: Геос, 2020. Т. 1. С. 175–177.

- 5. *Глухов А.Н.* Магматические ассоциации и металлогения Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 12–17.
- 6. Глухов А.Н., Прийменко В.В., Фомина М.И., Акинин В.В. Металлогения Конгинской зоны Омолонского террейна (Северо-Восток Азии) // Вестн. Северо-Восточн. НЦ ДВО РАН. 2021. № 2. С. 3–16.
- Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. – Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
- Гундобин Г.М., Захаров М.Н., Смирнов В.Н., Кравцова Р.Г. Новые данные по геохронологии магматических формаций Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса и связанной с ними рудной минерализации. В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 145–156.
- Кара Т.В., Лучицкая М.В., Катков С.М., Белоусова Е.А. Позднеюрско-раннемеловая вулкано-плутоническая ассоциация Олойского пояса Западной Чукотки: уран-свинцовые SIMS и LA-ICP-MS данные // Вестн. СПбГУ. Сер. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 3. С. 421–433. https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.303
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корелляция. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Кузнецов В.М. Разнопорядковые структуры тектоно-магматической активизации в Верхояно-Чукотской складчатой области // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 2–12.
- 12. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 17-29.
- 13. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. – М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). – Под ред. Н.А. Шило – М.: Наука, 1986. 273 с.
- 16. Фадеев А.П., Розенблюм И.С., Сосунов Г.М., Кузнецов В.М. Зоны тектоно-магматической активизации мезозоид Северо-Востока СССР и их рудоносность. – Вкн.: Металлогения и рудные формации зоны перехода континент-океан. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 142–150.
- 17. Шульц С.С., Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. – Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 144 с.
- Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: Rare Earth Elements Geochemistry. – Ed.by P. Henderson, (Netherlands, Amsterdam, Elsevier, 1984), P. 63–114.

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

- 19. *Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.00 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – (Berkeley Geochronology Center. Berkeley. 2003), 70 p.
- Donough W.F., Sun S. Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Middlemost E.A. Naming material in the magma/igneous rock system // Earth-Sci. Rev. 1994. Vol. 37. P. 215–224.
- 23. *Pitcher W.S.* Granite Type and Tectonic Environment. In: *Mountain Building Processes.* – Ed. by *K.J. Hsu*, (Pap. Geol. Surv. Can. 1983), P. 19–40.
- 24. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P.956–983.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by 2-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. No 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geoand cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–362.

# Granitoids of the Kongin Magmatic Zone of the Omolon Massif (Northeast of Russia): Rock Composition, Age and Geodynamic Setting

A. N. Glulkhov<sup>*a*, \*</sup>, A. B. Kotov<sup>*b*</sup>, V. V. Priymenko<sup>*a*</sup>, E. B. Sal'nikova<sup>*b*</sup>, A. A. Ivanova<sup>*b*</sup>, Yu. V. Plotkina<sup>*b*</sup>, A. M. Fedoseenko<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far-East Branch of Russian Academy of Sciences, bld. 16 Portovaya Str., 685000 Magadan, Russia

<sup>b</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (IPGG RAS), bld.2 Makarova Emb., 199034 Saint-Petersburg, Russia

\*e-mail: gluhov76@list.ru

In our study, we analyzed the composition of granitoid rocks distributed within the Kongin igneous zone of the Omolon Sredinny massif. The studied calc-alkaline granitoids cut through the Early Precambrian crystalline basement and terrigenous-carbonate rocks of the Riphean–Paleozoic cover. In accordance with the analysis, we found that granitoids contain a moderate amount of silica and alkalis with similar amounts of potassium and sodium, and an increased amount of alumina. The granitoids are enriched in barium, elements of the iron group, most highly charged elements and depleted in large-ion lithophile elements, rare earth elements, and yttrium. In the obtained discriminant diagrams, the elements are located in the field of granitoids of volcanic arcs. According to the results of the U–Pb dating method (ID-TIMS), the age of zircon from granitoids is  $86.4 \pm 0.3-86 \pm 1$  Ma. In terms of age, chemical composition, and distribution of rare earth elements, the studied granitoids are similar to the rocks of the Penzhinsky segment of the Okhotsk–Chukotka volcanogenic belt, and the Kongin zone is its constituent part.

*Keywords:* granitoids, chemical composition of granitoid rocks, U–Pb age dating, Early Precambrian crystalline basement, geodynamics, Kongin magmatic zone, Omolon massif, Okhotsk–Chukotka volcanogenic belt

УДК 550.34

# АНАЛИЗ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ ЗОН: ОЦЕНКА ЗОН СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

# © 2022 г. Т. Я. Маммадли\*

Республиканский Центр сейсмологической службы при Национальной академии наук Азербайджана (НАНА), д. 25, ул. Н. Рафибейли, АZ 1001 Баку, Азербайджан \*e-mail: m-tahir@mail.ru Поступила в редакцию 14.07.2021 г. После доработки 05.08.2021 г.

Принята к публикации 22.02.2022 г.

Проведен анализ карт сейсмического районирования Азербайджана, составленных с использованием генетического (сейсмотектонического) метода. Рассмотрены особенности данного метода в применении к геологическому разлому на всем его протяжении. В основе генетического метода заложено представление о том, что в каждой точке активного (сейсмогенерирующего) тектонического разлома возможно возникновение землетрясения с магнитудой (M), равной максимальной магнитуде ( $M_{max}$ ) зафиксированного землетрясения. Для выявления очаговых зон сильных землетрясений автором разработан метод определения сейсмогенерирующих (активных) зон (OC3) глубинных тектонических разломов по слабой сейсмичности. На основе метода OC3 и полученных данных об активности глубинных тектонических разломов проведена оценка сейсмической опасности Азербайджана и прилегающей территории юга России. Установлена высокая дифференциация повторяемости сейсмических воздействий в определенном интервале 50 лет, – сотрясаемости на поверхности и степень ее проявления в регионе исследования.

*Ключевые слова:* сейсмотектоника, сейсмическое районирование, активные разломы, метод определения сейсмогенерирующих зон (OC3), аппроксимирующие линии концентрации эпицентров, потенциальные очаговые зоны

DOI: 10.31857/S0016853X22020047

#### введение

Картирование сейсмоактивных регионов по уровню сейсмической опасности, т.е. сейсмическое районирование территорий, имеет большую социально-экономическую, экологическую значимость и является одной из актуальных проблем современной сейсмологии.

Для составления карты сейсмического районирования главной задачей является определение очаговых зон и максимально возможных магнитуд землетрясений в этих зонах, следовательно, и интенсивности проявления на поверхности земли. Большинство исследователей однозначно принимают, что сильные и разрушительные землетрясения приурочены к зонам разломов, наблюдаемых на поверхности или предполагаемых на глубине [7, 11, 12, 24, 26, 31].

Однако существуют и другие мнения о сейсмогенерирующих зонах. Некоторые исследователи считают, что очаги сильных землетрясений приурочены к морфоструктурным узлам, т.е. к местам пересечения активных разломов [9, 38]. Местоположения таких узлов определяется по методу морфоструктурного районирования [1, 10, 23, 34, 40]. В работе [8] показано, что предположение о приуроченности очагов сильных землетрясений к местам пересечения активных разломов подтверждается статистическим анализом. В работе [27] эти нарушений связываются с ошибками, как в определении параметров землетрясений, так и определении местоположении узлов. Там же отмечаются и другие недостатки метода, к которым относятся необходимость построения схемы морфоструктурных линеаментов и использования обучающей выборки объектов распознавания, а также сравнительная большая площадь получаемой высокосейсмичной области.

Формализованные методы выявления потенциальных очаговых зон, для распознавания которых предлагаются многие параметры, характеризующие особенности сейсмоактивных регионов [6, 13, 22, 36, 41, 42, 43]. К этим параметрам относятся морфометрические показатели рельефа земной поверхности, особенности геометрии сети линеаментов, гравиметрические и другие показатели. Формализованный метод предлагался для оценки сейсмического потенциала "элементарных площадок" на основе сравнения их комплексных геолого-геофизических и сейсмологических данных с данными очаговых зон сильных землетрясений [6]. Формализация связей между геолого-геофизическими и сейсмологическими данными и отсутствия физической основы для этих связей, формализованный метод не применялся на практике.

До настоящего времени для определения очаговых зон в основном использовался генетический (сейсмотектонический) метод [12]. По этому методу вдоль каждого установленного геологогеофизическими методами разлома выделяется узкая квазиоднородная сейсмическая зона с определенной длиной и априори допускается, что каждый разлом является активным (сейсмогенерирующим) на всей своей протяженности. Кроме этого, по данному методу считается, что в каждой точке активного (сейсмогенерирующего) разлома возможно возникновение землетрясения с магнитудой (M), равной магнитуде максимально наблюденному ( $M_{max}$ ) здесь землетрясению.

Данный метод допускает, что возможно считать все разломы активными и экстраполировать сейсмостатистические данные по всей их протяженности, помимо этого, в зонах разломов, где не наблюдались или не имеются данные о сильных землетрясениях, исключается возможность возникновения таких землетрясений в будущем.

Целью данной статьи является разработка нового подхода к выявлению очаговых зон сильных землетрясений и оценка их сейсмического потенциала.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Кавказ, в том числе и территория Азербайджана, являясь составной частью Альпийско–Гималайской складчатой системы, находится в коллизионной зоне Евразийской и Аравийской плиты, характеризуется достаточно высокой сейсмической активностью и имеет сложное тектоническое строение. Этот мегаблок находится в контурах Черноморской, Анатолийской, Иранской, Южно-Каспийской микроплит и Русской платформы.

Тектоника Азербайджана широко изучена многими исследователями [2, 29, 32, 33]. Характерным для тектонического строения данной территории является наличие здесь структурных комплексов восточной части Большого и Малого Кавказа, а также разделяющих их Куринской депрессии. Наблюдается погружение этих структур в восточном, юго-восточном направлениях.

На территории Большого Кавказа выделяются Тенгинско-Бешбармагское, Шахдаг-Хызынское, Тфанское, Загатало-Говдагское и Вандамское структурные элементы. Этот мегантиклинорий оконтурен Гусаро-Дивичинским (с северо-востока) и Алазано-Агричайским (с юга) прогибами. Структуры с общекавказским направлением, погружаясь в восточном направлении, переходят в Шамахы-Гобустанский синклинорий и Абшеронскую переклинальную зону. Кроме продольных структур, на территории Большого Кавказа выделяются и относительно приподнятые, и опущенные поперечные структуры. Эти поперечные структуры разграничены цепочкой грязевых вулканов и нарушающие линейность продольных структур участками флексурного погружения складчатости. Предполагается, что поперечные структуры, в отличие от продольных, составляющие верх мезо-кайнозойского этажа земной коры. отражают строение более глубоких слоев земной коры.

Куринская депрессия в своем строении делится на Средне-Куринскую и Нижне-Куринскую структуры. Средне-Куринский прогиб является наибольшим и сложным структурным элементом депрессии. В пределах этой структуры выделяются краевые и внутренние зоны с геосинклинальными и платформенными фундаментами мезо-палеогена соответственно.

Нижне-Куринская зона является наиболее глубокой частью Куринской депрессии. Здесь мощность осадочных пород составляет 15 км. Южнее Куринского прогиба расположен мегантиклинорий Малого Кавказа, в восточной части которого выделяются несколько тектонических зон.

Своеобразное развитие крупных структур на территории Азербайджана и осложняющие их структурно-фациальных зон, а также резкие изменения в их строении поперек складчатой системы, указывает на разделение доальпийского фундамента на отдельные блоки, которые в течение всего альпийского цикла или отдельных его стадий были ограничены разломами глубокого заложения и испытывали интенсивные дифференциальные движения, предопределяя современную структуру региона.

Исследования глубинных разломов территории Азербайджана проводили Э.Ш. Шихалибейли, Ф.С. Ахмедбейли, Е.В. Хаиным и другие исследователи [2, 32, 33].

Наряду с Сиязанским, Главным Кавказским, Гайнар-Зангинским, Вандамским, Аджичай-Алятским и Куринским разломами с общекавказским направлением выделяются Гянджа-Алазанский, Арпа-Самурский, Гызылбогаз-Дивичинсий, Западно-Каспийский поперечные (антикавказские) разломы, а также Ящминская флексура. Махачгала-Красноводский (Туркменбашы) глубинный разлом разделяет Средне-Каспийскую эпигерцинскую платформу и Южно-Каспийский прогиб.

Крупные разломы с общекавказским и антикавказским направлениями, рассекая всю территорию республики, создают очень сложную блоковую тектоническую картину. Следует отметить, что многие из этих глубинных разломов, оказавшие существенное влияние на ранние и средние этапы развития региона, на поздних геологических этапах не проявляются.

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

На карте сейсмического районирования территории Азербайджанской ССР 1968 года (СР-68) фоновый уровень сейсмической сотрясаемости территории республики оценивался в M = 7 баллов по шкале MSK-64 [16]. На этом фоне выделялись 8-ми балльные зоны на южном склоне Большого Кавказа, на северном склоне Малого Кавказа и на территории Нахичевани (эксклав Азербайджана).

При составлении карты сейсмического районирования Азербайджанской ССР 1980 года (СР-80) были сделаны некоторые изменения [4]. На данной карте 8-ми балльные зоны были расширены — на Большом Кавказе (в Шеки-Огузском районе) зона разветвляется в сторону Дагестана, на Малом Кавказе узкая зона развивается на север, охватывает Гянджинскую зону и прилегающие районы.

В 7 декабря 1988 года в районе г. Спитак (Армения), который на карте сейсмического районирования СР-80 года выделялся как 7-ми балльная зона, произошло более сильное землетрясение ( $M \sim 7.0$ ,  $I_0 = 9-10$ -баллов). События сильных землетрясений произошли в последующие годы [49-51]:

— Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г. ( $M \sim 6.9 I_0 = 7$  баллов), в Зайсанской впадине (Восточный Казахстан);

— Рача-Джавское землетрясение 29 апреля 1991 г. ( $M \sim 7$ ,  $I_0 = 9$  баллов), в г. Они и г. Амбролаури в южных предгорьях Большого Кавказа (Грузия);

– Суусамырское землетрясение 19 августа 1992 г. ( $M \sim 7.5$ ,  $I_0 = 9-10$  баллов) у северного подножья Суусамыртау в долине р. Арамсу (Киргизия);

— Нефтегорское землетрясение 28 мая 1995 г. ( $M \sim 7.6$ ,  $I_0 = 8-10$  баллов) в г. Нефтегорск на северо-восточном побережье острова Сахалин (Россия). Эти землетрясения также возникли в тех местах, где уровень сейсмической сотрясаемости на карте CP-80 оценивался на 2–3 балла ниже их интенсивности проявления.

В связи с этим, возникла необходимость уточнения и изменения карты CP-80. В 1991 году была составлена "Вре́менная схематическая карта сейсмического районирования Азербайджанской Республики" (ВСР-91) в масштабе 1 : 2500000 [3] (рис. 1). За основу этой карты была взята карта CP-80. Однако методика составления карты ВСР-91 не отличалась от предыдущей карты CP-80, в которую вошли данные об известной сейсмичности в пределах исследуемого региона и которые экстраполировались на другие потенциально сейсмоопасные зоны, выделенные на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных.

Основное отличие ВСР-91 от СР-80 заключается в том, что на карте ВСР-91 фоновый уровень сейсмической сотрясаемости территории Азербайджана оценивался в 8 баллов. На фоновом уровне выделены 9-и балльные зоны на южном склоне Большого Кавказа, на северном склоне Малого Кавказа и в Нахичевани (эксклав Азербайджана). Уровень сейсмической опасности был условно повышен на карте ВСР-91 на один балл относительно 7- и 8-балльных зон карты СР-80.

В настоящее время для оценки сейсмической опасности исследователями применяется вероятностный подход, который, в отличие от других методов, оценивает также вероятность возникновения землетрясения и возможного превышения (обычно 10%, 5%, 1%) различных величин землетрясений в очаговой зоне через каждые 50 лет [35, 37, 39, 46].

Вероятностный подход допускает определение очаговых зон аналогично генетическому методу, где каждый выявленный геолого-геофизическими методами разлом, считается активным (сейсмогенерирующим) по всей своей протяженности и принимается как потенциальная очаговая зона. В данном подходе сейсмический потенциал очаговых зон оценивается по графику повторяемости землетрясений как вероятность возникновения и возможного превышения (обычно 10%, 5%, 1%) различных величин землетрясений в очаговой зоне в течение определенных (50-летних) интервалов времени.

Согласно графику повторяемости землетрясений, уменьшения значений их вероятности возникновения обуславливает высокую магнитуду сейсмического события, что физически невозможно в исследуемых зонах. Это показывает, что вероятностный метод субъективен и недостаточно точно определяет сейсмический потенциал очаговых зон.



**Рис. 1.** Временная схематическая карта сейсмического районирования Азербайджана (ВСР – 91) (по данным [15], с изменениями).





Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с магнитудой *M* ≥ 3.0 территории Азербайджана за период 2003–2020 гг. Показано: эпицентры землетрясений с магнитудой *M* > 5.0 (кружочки красным); потенциальные очаговые зоны (линии); сейсмические станции (треугольники синим).



**Рис. 3.** Схема расположения сейсмогенерирующих (очаговых) зон и очагов сильных землетрясений (*M* > 5.0) Азербайджана.

1 – эпицентры; 2 – сейсмогенерирующие зоны

# МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ ЗОН (ОСЗ)

Для выявления реальных очаговых зон сильных землетрясений автором данного исследования был разработан метод определения сейсмогенерирующих (активных) зон глубинных разломов (OC3) по слабой сейсмичности [17–19].

В основу метода ОСЗ введены сейсмогенерирующие структуры, которыми являются активные разломы, разграничивающие тектонические структуры с различным тектоническим режимом развития и аккумулирующие все сильные и основную массу слабых и средней силы землетрясения. Согласно предложенному автором методу ОСЗ, выявление сейсмогенерирующих зон проводится на основании разбивки исследуемой территории на равномерные площадки и построения карты эпицентров слабых землетрясений. Для каждой из этих площадок, в пределах которых количество эпицентров не меньше задаваемого порогового числа, строятся аппроксимирующие линии концентрации эпицентров. Предполагается, что эти линии соответствуют зонам активных разрывных нарушений.

По авторскому методу ОСЗ на территории Азербайджана, которая характеризуется достаточно высокой сейсмической активностью, были построены аппроксимирующие линии концентрации эпицентров (рис. 2). В результате объединения аппроксимирующих линий с одинаковым направлением линий в сопредельных площадках, на полученной карте выделено множество зон активных разрывных нарушений (сейсмогенерирующих зон) с различной протяженностью и направлением (рис. 3). Данный метод не применялся в юго-западных регионах Азербайджана, т.к. данных о слабых землетрясениях этих регионов были получены в недостаточном объеме.

# АКТИВНЫЕ СЕГМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ И ИХ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ

Анализ показал, что сейсмогенерирующие линии соответствуют отдельным сегментам разло-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

мов, выявленных ранее геолого-геофизическими методами [14, 44, 45]. Сейсмогенерирующие линии и эпицентры, произошедших здесь сильных землетрясений (M > 5.0) имеют высокое пространственное совпадение (см. рис. 3).

Длина и направление сейсмогенерирующих линий указывают, что на территории Азербайджана активные сегменты разломов имеют небольшие протяженности (до 70 км). Они, простираясь в продольном и (общекавказском) и поперечном (антикавказском) направлениях, создают сложную мозаичную картину [32, 33].

В сейсмогенерирующих (очаговых) зонах территории Азербайджана, выявленных по слабой сейсмичности, на основе анализа соотношений протяженности очаговых зон (L) и наблюденных магнитуд землетрясений в них, была рассчитана магнитуда максимально возможных землетрясений ( $M_{\rm max}$ ) в очаговых зонах, и установлено следующее соотношение [18]:

$$\lg L_{\rm km} = 0.366, \ M - 0.883.$$
 (1)

Зависимость между протяженностью очага (L) и магнитудой землетрясений (M) установлена различными исследователями [11, 25, 47, 48]. Однако протяженности очаговых зон были ими установлены по макросейсмическим и афтершековым данным сильных землетрясений. Выведенная автором исследования формула (1) при сравнении этих соотношений дает достаточно близкие к реальным значениям зависимости протяженности L очага от магнитуды M [18].

Автором было проведено сопоставление пространственного расположения сейсмогенерирующих зон, выявленных предложенным методом, с плановым положением эпицентров землетрясений за период:

М≥6.0 (1427—1900 гг.);

$$M \ge 5.5 (1901 - 1950 \text{ гг.});$$

Такая дифференциация землетрясений по их магнитуде связана с наилучшей точностью определения эпицентров сильных землетрясений за тот или иной период времени. Оказалось, что распределение очагов сильных землетрясений хорошо согласуется с пространственным расположением расчетных сейсмогенерирующих зон. Это еще раз подтверждает достоверность результатов, полученных расчетным путем при использовании предложенной нами методики выявления сейсмоактивных участков разломов.

Кроме этого, метод выявления очаговых зон сильных землетрясений и оценки их сейсмического потенциала по слабой сейсмичности свободен от недостатков, свойственных генетическому, формализированному и другим известным методам, и может применяться для оценки и уточнения сейсмической опасности сейсмоактивных регионов.

Главными преимуществами этого метода, являются возможность установления места расположения, размеров и направления простирания очаговых зон, а также сейсмического потенциала очаговых зон, независимо от имеющихся тектонических и сейсмостатистических данных.

Автором данного исследования рассчитаны ожидаемые сейсмические эффекты от этих очагов на поверхности Земли с использованием формул Н.В. Шебалина [30] и значениям постоянных параметров уравнений макросейсмического поля, определенных Ф.Т. Кулиевым [15] для горных и депрессионных зон Азербайджана (см. рис. 3, рис. 4).

На полученной карте, как и на карте ВСР-89, фоновый уровень сейсмических сотрясений составляет 8 баллов (см. рис. 4). Наиболее высокая сейсмическая опасность (10 баллов) ожидается в Шамахы-Исмаиллинской зоне. 9-балльные зоны охватывают значительную часть территории Азербайджана (см. рис. 4). Они по конфигурации отличаются от аналогичных зон на карте ВСР-91 [3]. Выделяются на западе и на востоке Азербайджана небольшие зоны с низким уровнем (7 баллов) сейсмической опасности.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявленная на карте высокая сейсмически опасная-10-и балльная зона привлекает особое внимание. Возможность возникновения сильного 10-балльного землетрясения на территории Азербайджана, точнее в Шамахы-Исмаиллинской зоне, описал А.А. Никонов [5, 20], собрав данные многочисленных исторических рукописей в попытке определить величину (магнитуду) и макросейсмическую площадь землетрясений, которые произошли в окрестностях г. Шемаха в 1667— 69 годах.

А.А. Никонов [5, 20] пришел к заключению, в 1668 года в этой области произошло землетрясение силой 10 баллов, магнитуда которого составила M = 8, очаг землетрясения находился на большой глубине (H = 50-60 км), поэтому землетрясение охватило очень большую площадь — длина 10-балльной зоны составляла 80 км, длина 9-балльной зоны составляла 270 км.

Как указывает Б.А. Борисов [6, 7], к такому заключению могло привести наличие даннных о сильных землетрясениях на территории Дагестана, которые могли быть приняты, как последствия палео-землетрясений в окрестностях г. Шемаха [4, 5, 20].

Б.А. Борисов [6, 7], основываясь на анализе сейсмотектонических условии на Кавказе [5], не



**Рис. 4.** Карта-схема сейсмической опасности территории Азербайджана, составленная по сейсмогенерирующим зонам, выявленным по слабой сейсмичности (по данным [17]). *1–4* – интенсивность: *1* – 7 баллов, *2* – 8 баллов, *3* – 9 баллов, *4* – 10 баллов; *5* – неисследованные территории

считает возможным возникновение в этом регионе землетрясения с магнитудой >M = 6.0-6.5.

Автор данного исследования полагает, что, если макросейсмические данные о Шамахинском землетрясении 1668 года [5, 20] не совмещаются с данными по территории Дагестана, то землетрясение произошло на нормальной глубине (H = 10-15 км) и в плейстосейстовой зоне оно проявилось с интенсивностью ~10 баллов. Кроме того, автор данного исследования подвергает сомнению обоснованность мнения Б.А. Борисова [6, 7] об отсутствии на Кавказе сейсмотектонических условий для возникновения землетрясений с магнитудой  $M \ge 6.0-6.5$ .

Данные о Шемахинском 1902 г. и Спитакском 1988 г. землетрясениях, дают основание утверждать, что на Кавказе есть условия возникновенияземлетрясения не только с магнитудой M = 6.0-6.5, но и  $M \sim 7.0$  и с интенсивностью  $I_0$ до 10 баллов [21].

На составленной автором исследования карте, восток и запад территории Дагестана, граничащей с Азербайджаном, характеризуется 8-балльной сейсмической опасностью. Степень сейсмической опасности центральной части территории

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

Дагестана, расположенной севернее Шеки-Огузской зоны Азербайджана, оценивается в 9 баллов, на фоне которой выделяется небольшая 10-балльная зона.

В.И. Уломов с соавт. [28] разработали комплект карт общего сейсмического районирования ОСР-2012 г для территории Дагестана. Технология создания этих карт методически базируется на вероятностном анализе сейсмической опасности. Комплект карт ОСР-2012 территории Российской Федерации, состоящий из шести карт, представляет собой следующее поколение - более расширенный и актуализированный набор карт, по сравнению с ОСР-97. С созданием карт ОСР-2012 стало рациональным применение к одним и тем же сооружениям гражданского строительства оценок величин прогнозируемых сейсмических воздействий не по одной карте, как прежде, но по двум и большему числу карт. На основе комплекта карт ОСР-2012 началась проектная разработка карт-схем проектных землетрясений (ПЗ) и максимальных расчетных землетрясений (МРЗ) для практического применения в строительстве. Карты-схемы проектных землетрясений соответствуют нижнему уровню ожидаемых сейсмических воздействий, которые могут нарушить, но не остановить функционирование объекта строительства. Схемы расчетных землетрясений соответствуют верхнему уровню воздействий, т.е. возможности возникновения более сильного, хотя и редкого, сейсмического события. В этом случае расчет ведется с учетом возможных неупругих деформаций строительного сооружения, способных привести его к неустойчивости, но не допускающих полного разрушения сооружения и гибели людей. Периоды повторяемости во времени сейсмических воздействий для проектных землетрясений и максимальных расчетных землетрясений могут быть выбраны в зависимости от степени сейсмического уровня опасности и типов сооружений.

Все это показывает, что в отличие от нашей карты, составленной по сейсмогенерирующим зонам, выявленным по слабой сейсмичности, на картах сейсмического районирования, построенных на основе вероятностной оценки, уровень сейсмической опасности одной и той же зоны определяется неоднозначно, и меняется в зависимости от назначения проектируемого объекта.

#### выводы

1. Метод определения сейсмогенерирующих зон (OC3) для выявления очаговых зон сильных землетрясений и оценки их сейсмического потенциала по слабой сейсмичности, разработанный автором исследования, дополнил и развил возможности генетического и формализированного сейсмологических методов, не унаследовав их недостатков, и может применяться для оценки и уточнения сейсмической опасности сейсмоактивных регионов.

2. На основе метода ОСЗ для выявления очаговых зон сильных землетрясений по слабой сейсмичности и зависимости между параметрами протяженности (L) очага и магнитуды землетрясений (M) установлено, что на территории Азербайджана активные сегменты тектонических разломов имеют небольшую протяженность (до 70 км), величина максимально возможной магнитуды сильных землетрясений составляет  $M \sim 7.0$ , максимальный сейсмический эффект по MSK-64 составляет I<sub>0</sub> = 10 баллов.

3. Карта-схема сейсмической опасности Азербайджана и прилегающей территории юга России, составленная по сейсмогенерирующим зонам, выявленным по слабой сейсмичности, показала, что сейсмическая сотрясаемость на поверхности территории региона исследования характеризуется большой дифференциацией в пространстве и по степени ее проявления.

*Благодарности.* Во время создания статьи и сбора фактического материала ушел из жизни проф. Е.А. Рогожин (ИФЗ РАН, г. Москва, Рос-

сия), которому автор благодарен за обсуждение и посвящает статью его светлой памяти.

Финансирование. Данная работа выполнена при финансовой поддержке Фонда развития науки при Президенте Азербайджанской Республики – грант № EİF-BGM-4-RFTF-1/2017-21/17/2.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеевская М.А., Габриэлов А.М., Гвишиани А.Д., Гельфанд И.М., Ранцман Е.Я. Морфоструктурное районирования горных стран по формализованным признакам. – В сб.: Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии. – Под ред. В.И. Келис-Борока – М.: Наука, 1977. С. 33–49.
- Ахмедбейли Ф.С. Неотектоника и некоторые аспекты позднеорогенной геодинамики Азербайджана. – Баку: Нафта-Пресс, 2004. 270 с.
- Ахмедбейли Ф.С., Гасанов А.Г., Кулиев Ф.Т., Панахи Б.М. Новые схемы областей возникновения очагов сильнейших землетрясений и сейсморайонирования территории Азербайджана. – В кн.: Каталог сейсмопрогностических наблюдений на территории Азербайджана в 1987 году. – Баку: Элм, 1991. С. 62–68.
- Ахмедбейли Ф.С., Кулиев Ф.Т., Шихалибейли Э.Ш. Сейсмическое районирование территории СССР. Азербайджан. – М.: Наука, 1980. С. 137–147.
- Борисов Б.А. Сильные землетрясения на Восточном Кавказе: интерпретация исторических данных и анализ геологической обстановки // Физика Земли. 1982. № 9. С. 107–122.
- Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области (по геологическим данным). – М.: Наука, 1975. 139 с.
- 7. Гамбурцев Г.А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений // Бюлл. Совета по сейсмологии. 1955. №1. С.7–14.
- Гвишиани А.Д., Соловьев А.А. О пруроченности эпицентров сильных землетрясений к пересечениям морфоструктурных линеаментов на территории Южной Америки. – В кн.: Методы и алгоритмы интерпретации сейсмических данных. – Под ред. В.И. Кейлис-Борока, А.Л. Левшина – М.: Наука, 1981. С. 46–50. (Сер. Вычислит. сейсмология. 1981. Вып. 13).
- 9. Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л., Кейлис-Борок В.И. О критериях высокой сейсмичности // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 6. С 1317– 1320.
- Горшков А.И. Распознавание мест сильныхземлетрясений в Альпийско-Гималайском поясе. – М.: Наука, 2010. 472 с. (Сер. Вычислит. сейсмология. 2010. Вып. 40).
- *Губин И.Е.* Геология и землетрясения. В кн.: *Сейсмотектоника южных районов СССР.* Под ред. И.Е. Губина – М.: Наука, 1978. С. 5–26.
- *Губин И.Е.* Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. М.: Наука, 1950. С. 1–53. (Тр. ГИ АН СССР. 1950. Т. 140. Вып. 13).

- Жидков М.П., Кособоков В.Г. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. – Т. XIII. Пересечения линеаментов востока Средней Азии. – В кн.: Интерпретация данных сейсмологии и тектоники – Под ред. В.И. Кейлис-Борока – М.: Наука, 1978. С. 48–71. (Сер. Вычислит. сейсмология. 1978. Вып. 11).
- Землетрясения в СССР в 1990 г. Под ред. Н.В. Кондорской – М.: ИФЗ РАН, 1996.
- Карта глубинного строения Черноморско-Южно-Каспийской области регионального прогибания. – М-б 1 : 1000000. – Под ред. К.М. Керимова, Э.Ш. Шихалибейли – Баку:, Нафта-Пресс, 1992.
- 16. Кулиев Ф.Т. Уравнение макросейсмического поля для Азербайджана и его геотектонических областей. – В кн.: Сейсмологический бюллетень Кавказа. – Под ред. В.Г. Папалашвили – Тбилиси: Мецниереба, 1987. С. 129–140.
- Кулиев Ф.Т., Рагимов Ш.С., Ахмедбейли Ф.С. Сейсмическое районирование СССР. – Т. V. – Азербайджан. – М.: Наука, 1968. С. 227–241.
- Маммадли Т.Я. Активность глубинных разломов территории Азербайджана. – В кн.: Каталог сейсмопрогностических наблюдений на территории Азербайджана в 2002. – Баку: Элм, 2003.С. 30–41.
- Маммадли Т.Я. Выявление очаговых зон сильных землетрясений Азербайджана и определение их максимальных магнитуд (M<sub>max</sub>) по слабой сейсмичности Баку // Изв. НАНА. Сер.: Науки о Земле. 2005. № 4. С. 60–64.
- Маммадли Т.Я. Новая методика выявления очаговых зон сильных землетрясений и определение их максимальных магнитуд (M<sub>max</sub>) по слабой сейсмичности (на примере территории Азербайджана) Мат-лы XVII Всерос. конф. с международным участием 20–24 сентября 2011 года, Воронеж-Москва М.: ИФЗ, 2011. С. 337–341.
- Никонов А.А. Сильнейшее землетрясение Большого Кавказа 14 января 1668 г. // Физика Земли. 1982. № 9. С. 90–106.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина М.: Наука: 1977, 535 с.
- Полякова Т.П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. – М.: Наука, 1985. 160 с.
- Ранцман Е.А. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. — М.: Наука, 1979. 170 с.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмической опасности на новом рубеже // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 4. С. 3–14.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. – В кн.: Исследования по физике землетрясений. – М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон возникновения сильных внутриконтинентальных землетрясений. — В кн.: Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. — М.: Наука, 1993. С. 217–227.
- Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) 11– 20 августа 1992 г. – Геофизическая служба РАН,

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

ЦОМЭ – Обнинск, http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/hp/ seismology.ru/bul\_Obninsk.ru.shtml

- 29. Соловьев А.А., Гвишиани А.Д., Горшков А.И., ДобровольскийМ. Н., Новикова О.В. Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: методология и анализ результатов. Применение данных по литосферным магнитным аномалиям в задаче распознавание мест возможного возникновения землетрясений // Физика Земли. 2014. № 2. С. 3–20.
- Уломов В.И., Богданов М.И. Новый комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-2012), 2015, http://seismos-u.ifz.ru/p/ulomov-bogdanov.pdf
- Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. – Баку: АН Азерб. ССР, 1952. 346 с.
- 32. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 53 с.
- Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. Избранные труды. – М.: Академия горных наук, 1997. 542 с.
- Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. – Баку: Элм, 1996. 215с.
- Шихалибейли Э.Ш., Гасанов А.Г. Тектоника Куринского межгорного прогиба // Доклады азерб. геологов по проекту "глобальная корреляция эпох тектогенеза". – Баку: АН Азерб. ССР, 1979. С. 46–54.
- Alekseevskaya M.A., Gabrielov A.M., Gvishiani A.D., Gelfand I.M., Ranzman E.Ya. Formal morphostructural zoning of mountian territories // J. Geophys. 1977. Vol. 43. P. 227–233.
- Bazzurro P., Cornell C.A. Disaggration of Seismic Hazard // Bull. Seism. Soc. Am. 1999. Vol. 89. No. 2. P. 501–520.
- Caputo M., Keilis-Borok V., Oficerova E., Ranzman E., Rotwain I., Solovjeff A. Pattern recognition of earthquake-prone areas in Italy // Phys. Earth Planet. Int. 1980. Vol. 21. P. 305–320.
- Danciu L., Şeşetyan K., Demircioglu M., Gülen L., Zare M., Basili R., Elias A., Adamia Sh., Tsereteli N., Yalçın H., Utkucu M., Khan M.A., Sayab M., Hessami Kh., Rovida A.N., Stucchi M., Burg J.-P., Karakhanian A., Babayan H., Avanesyan Mh., Mammadli T., Al-Qaryouti M., Kalafat D., Varazanashvili O., Erdik M., Giardini D. The 2014 earthquake model of the Middle East: Seismogenic sources // Bull. Earthquake Engineer. 2018. Vol. 16. No. 8. P. 3465–3496.
- Gelfand I.M., Guberman Sh., Izvekova M.L., Keilis-Borok V.I., Ranzman E.Ia. Criteria of high seismisity determined by pattern recognition // Tectonophysics. 1972. Vol. 13. No. 1–4. P. 415–422.
- 41. Global seismic hazard assessment program //Annali di Geofizica. 1999. Vol. 42. No. 6. P. 957–1230
- Gorshkov A., Kosobokov V., Soloviev A. Recognition of earthquake-prone areas. – In: Nonlinear Dynamics of the Litosphere and Earthquake Prediction. – Ed. by V.I. Keilis-Borok – Berlin- Heidelberg: Springer, 2003. P. 239–310.

- Gorshkov A.I., Panza G.F., Soloviev A.A., Aoudia A., Peresan A. Delineation of the geometry of nodes in the Alps: Dinarides hinge zone and recognition of seismogenetic nodes // Terra Nova. 2009. Vol. 21. P. 257–264.
- 44. Gorshkov A.I., Panza G.F., Soloviev A.A., Aoudia A. Idendification of seismogenetic nodes in the Alps and Dinarides // Bolletino del lasosieta Geolegica Italiana. 2004. Vol. 123. No. 1. P. 3–18.
- 45. Gorshkov A.I., Solovev A.A., Jimenez M. J., Garsia–Fernandez M., Panza G.F. Recognition of earthquakeprone areas ( $M \ge 5.0$ ) in the Iberian Peninsula // Rendiconi Lincei. 2010. Vol. 21. No. 2. P. 131–162.
- 46. Mammadli T.Y., Rogozhin E.A On tectonic character of the connection zones of the Earth's crust in the South Caspian basin and Scythian–Turanian plate based on seismological data // Seismic Instruments. 2017. Vol. 53. No. 2. P. 124–133.
- Mammadli T.Y., Rogozhin E.A. Transverse faults of the Eastern Caucasus and their manifestations in seismicity // Seismic Instruments. 2019. Vol. 55. No. 2. P. 220–228.
- Sesetyan K., Danciu L., Tümsa M.B.D., Giardini D., Erdik M., Akkar S., Gülen L., Zare M., Adamia Sh., Ansari A., Arakelyan A., Askan A., Avanesyan M., Babayan H., Chelidze T., Durgaryan R., Elias A., Hamzehloo H., Hessami Kh., Kalafat D., Kale Ö., Karakhanyan A., Khan M.A., Mammadli T., Al-Qaryouti M., Sayab M., Tsereteli N., Utkucu M., Varazanashvili O., Waseem M., Yalçın H., and Yılmaz M.T. The 2014 seismic hazard model of the Middle East: An overview and results // Bull. Earthquake Engineer. 2018. Vol. 16. No. 8. P. 3535–3566.
- Toksoz M.N., Shakal A.F., Michael A.J. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps // Pure and Appl. Geophys. 1979. Vol. 117. P. 1258–1270.
- Utsi T. A statistical study on the occurrence of aftershocks // Geophys. Magazine. 1961. Vol. 30. No. 4. P. 521–605.
- 51. USGS. Significant Earthquakes of the World 1991, https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/significant.php?year=1991 (accessed July 14, 2021).

# Using the Method of Determining Seismogenic Zones for Analysis of Seismotectonic Activity of Deep Faults: Assessment of Seismic Hazard (Territory of Azerbaijan)

# T. Y. Mammadli\*

Republican Seismic Survey Center of Azerbaijan National Academy of Sciences, Bld. 25, st. N. Rafibeyli, AZ 1001, Baku, Azerbaijan \*e-mail: m-tahir@mail.ru

The analysis of maps of seismic zoning of Azerbaijan, compiled using the genetic (seismotectonic) method, has been carried out. The features of this method as applied to a tectonic fault along its entire length are considered. The genetic method is based on the assumption that at each point of an active (seismogenic) tectonic fault, an earthquake with a magnitude (M) equal to the maximum magnitude ( $M_{max}$ ) of the registered earthquake is possible. To identify source zones of strong earthquakes, the author developed a method for determining seismogenic (active) zones of deep tectonic faults by weak seismicity. Based on the author's method and the obtained data on the activity of deep tectonic faults, an assessment of the seismic hazard of Azerbaijan and the adjacent territory of southern Russia was carried out. A high differentiation in the frequency of seismic impacts in a certain interval of 50 years, shaking on the surface and the degree of its manifestation in the study region were established.

*Keywords:* seismotectonics, seismic zoning, active faults, seismogenic zones, approximating epicenter concentration lines, potential source zones