

УДК 550.34,550.21,534.11

DOI: 10.46698/VNC.2025.56.55.001

Оригинальная статья

Исследование глубинного строения и тектоники северного склона Большого Кавказа и западной части Терско-Каспийского прогиба по результатам микросейсмического зондирования

А.В. Горбатиков¹, В.Б. Заалишвили², Ю.В. Харазова¹,
М.Ю. Степанова¹, Н.Г. Кошевой¹, Н.В. Андреева¹, А.А. Цуканов¹,
Г.В. Шманатов², Т.И. Мерзликин²

¹ Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Россия, 123995, г. Москва,
ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, e-mail: avgor70@mail.ru;

² Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а

Статья поступила: 01.05.2025, доработана: 05.06.2025, принята к публикации: 09.06.2025

Резюме: Актуальность работы обусловлена необходимостью исследования особенностей геодинамических процессов, формирующих структуры в пределах сложнопостроенного региона, включающего северное крыло Большого Кавказа и внутренние хребты Терско-Каспийской впадины. **Методы.** С целью изучения этих процессов выполнено сопоставление морфологических особенностей различных горных построек региона с их глубинным строением, полученным по методу микросейсмического зондирования (ММЗ). **Результаты.** Пройден региональный профиль от северного склона Большого Кавказа через Осетинскую впадину, Назрановский выступ, Сунженский и Терский хребты общей длиной 115 км с пространственным шагом между пунктами измерений 500–750 м. Построен разрез до глубины 45 км. Обнаружены крупные низкоскоростные аномалии под северным склоном Большого Кавказа и Назрановским поднятием. Аналогичная аномалия под северным склоном Кавказа в районе реки Ардон предполагает, что вдоль всего северного склона Большого Кавказа присутствует стенообразное низкоскоростное тело, пространственно коррелирующее с резким подъемом рельефа при продвижении от предгорной впадины в сторону горного массива. Это тело с высоким электрическим сопротивлением по данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ) простирается на глубину 50–60 км. Его можно интерпретировать как зону, связанную с тепловыми потоками и наличием флюида в изолированных микротрещинах. Сунженский и Терский хребты не имеют подобных глубинных аномалий. Их строение отличается от северного склона Большого Кавказа, а генезис связан с горизонтальным сжатием и складчато-надвиговыми деформациями в осадочном чехле. На основании сопоставления структуры осадочного чехла по данным ММЗ с возрастом начала тектонической активизации Сунженского хребта рассчитана средняя скорость вертикальных движений, составившая ~0.83 мм/год, также оценена средняя скорость денудации ~0.22 мм/год, что составляет ~25% от скорости роста и согласуется с современными оценками для горных систем Кавказа.

Ключевые слова: глубинное строение, микросейсмическое зондирование, скорость роста и денудации, Большой Кавказ, Сунженский хребет, Терский хребет, Назрановское поднятие.

Благодарности: Авторы с благодарностью вспоминают ушедшего из жизни Е.А. Рогожина, который был инициатором и вдохновителем данного исследования. Авторы выражают признательность директору Единой геофизической службы РАН Ю.А. Виноградову и заместителю директора ЕГС РАН Р.А. Дягилеву за предоставление доступа к записям широкополосных сейсмических станций ЕГС РАН, установленных в регионе исследований. Работа выполнена в рамках государственного задания FMWU-2025-0047 Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Для цитирования: Горбати́ков А.В., Заалишвили В.Б., Хара́зова Ю.В., Степа́нова М.Ю., Кошевой Н.Г., Андре́ева Н.В., Цука́нов А.А., Шма́натов Г.В., Мерзли́кин Т.И. Исследование глубинного строения и тектони́ки се́верного скло́на Большо́го Кавказа́ и запа́дной ча́сти Тере́ско-Каспи́йского проги́ба по ре́зультата́м микро́сейсмиче́ского зонди́рования. *Геология и геофизика Юга России*. 2025. 15(2): 87-102. DOI: 10.46698/VNC.2025.56.55.001

GEOPHYSICS

DOI: 10.46698/VNC.2025.56.55.001

Original paper

Study of the deep structure and tectonics of the northern slope of the Greater Caucasus and the western part of the Terek-Caspian depression based on the results of microseismic sounding

A.V. Gorbatikov¹, V.B. Zaalishvili², Yu.V. Kharazova¹, M.Yu. Stepanova¹,
N.G. Koshevoy¹, N.V. Andreeva¹, A.A. Tsukanov¹, G.V. Shmanatov²,
T.I. Merzlikin²

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
10/1 B. Gruzinskaya, Moscow 123995, Russian Federation,
e-mail: avgor70@mail.ru;

² Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Centre, Russian Academy of Sciences,
93a Markova Str., Vladikavkaz 362002, Russian Federation

Received: 01.05.2025, revised: 05.06.2025, accepted: 09.06.2025

Abstract: Relevance. The relevance of this work is determined by the need to study the peculiarities of geodynamic processes that form structures within a complex region, including the northern wing of the Greater Caucasus and the internal ridges of the Terek-Caspian depression. **Methods.** To study these processes, a comparison was made between the morphological features of various mountain structures in the region and their deep structure obtained by the microseismic sounding method (MSM). The results of other methods were used for comparison. A regional profile was surveyed, extending from the northern slope of the Greater Caucasus through the Ossetian depression, the Nazran protrusion, and the Sunzha and Terek ridges, with a total length of 115 km and a spatial step between measurement points of 500-750 m. A section was constructed to a depth of 45 km. **Results.** Large low-velocity anomalies were detected beneath the northern slope of the Greater Caucasus and the Nazran Uplift. A similar anomaly under the northern slope of the Caucasus in the Ardon River area suggests that there is a wall-shaped low-velocity body along the entire northern slope of the Greater Caucasus, correlating in its spatial position with a sharp rise in relief from the foothill depression towards the mountain massif. According to magnetotelluric sounding (MTS) data, this body with high electrical resistance extends to a depth of 50–60 km. It can be interpreted as a zone associated with heat flows and the presence of fluid in isolated microcracks. The Sunzha and Terek ridges do not have similar deep anomalies. Their structure differs from that of the northern slope of the Greater Caucasus, and their genesis is associated with horizontal compression and fold-and-thrust deformations in the sedimentary cover. Based on a comparison of the structure of the sedimentary cover according to MSM data with the age of the onset of tectonic activation of the Sunzha Ridge, the average vertical movement rate was calculated to be ~0.83 mm/year, and the average denudation rate was estimated to be ~0.22 mm/year, which is ~25% of the growth rate and is consistent with modern estimates for mountain systems in the Caucasus.

Keywords: deep structure, microseismic sounding, growth and denudation rates, Greater Caucasus, Sunzha Range, Terek Range, Nazran Uplift.

Acknowledgements: The authors gratefully remember E.A. Rogozhin, who passed away and was the initiator and inspirer of this study. The authors express their gratitude to Y.A. Vinogradov, Director of the Geophysical

Survey of the Russian Academy of Sciences, and R.A. Dyagilev, Deputy Director of the Unified Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, for providing access to the records of broadband seismic stations of the Unified Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences installed in the study region. The work was carried out within the framework of the state assignment FMWU-2025-0047 of the Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences.

For citation: Gorbaticov A.V., Zaalishvili V.B., Kharazova Yu.V., Stepanova M.Yu, Koshevoy N.G., Andreeva N.V., Tsukanov A.A., Shmanatov G.V., Merzlikin T.I. Study of the deep structure and tectonics of the northern slope of the Greater Caucasus and the western part of the Terek-Caspian depression based on the results of microseismic sounding. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2025. 15(2): 87–102. DOI: 10.46698/VNC.2025.56.55.001

Введение

Исследование глубинного строения в контактных зонах литосферных блоков в сопоставлении с сейсмичностью и регистрируемыми современными движениями помогает понять развитие геодинамических процессов в регионе. Строение Большого Кавказа, Осетинской впадины, Сунженского и Терского хребтов на территории Северной Осетии изучалось в течение ряда лет с использованием различных геофизических методов: ГСЗ, МОВ ОГТ, МОВЗ, МТЗ, сейсмической томографии и пр. [Краснопевцева и др., 1970; Летавин и др., 1975; Коновалов и др., 1987; Шемпелев, 2008; Zabelina et al., 2016; Rogozhin et al., 2019; Ismail-Zadeh et al., 2020; Стогний и др., 2022, 2023; Цибизова и др., 2023]. Так, по профилю ГСЗ Степное-Бакуриани [Краснопевцева и др., 1970] были получены глубинные границы Мохоровичича, Конрада, поверхность «гранитного» слоя, преломляющая граница, которая в северной части Предкавказья соответствует поверхности палеозойского фундамента. В Осетинской впадине эта граница близка к поверхности подсолевых верхнеюрских или нижне-среднеюрских терригенных отложений. Также по данным МОВ ОГТ были выделены разломы в кровле меловых отложений.

В последние десятилетия набор методов дополнился методом микросейсмического зондирования (ММЗ). С помощью ММЗ в Осетинском секторе Большого Кавказа вдоль Ардонского профиля установлено наличие двух характерных по свойствам и морфологии глубинных объемов под горной системой [Gorbaticov et al., 2015]. Крупный низкоскоростной объем расположен под северным крылом и осевой частью мегантиклинория Большого Кавказа, а высокоскоростной – под южным. Практически под всей структурой глыбовой части северного крыла Кавказа низкоскоростной объем имеет выдержанную горизонтальную кровлю на глубине ~10 км. Корень низкоскоростной области уходит на глубины ~50–60 км. Заметна довольно отчетливая приуроченность слабой региональной сейсмичности к высокоскоростной области. В диапазоне глубин 10–25 км слабая сейсмичность резко спадает в пределах этой низкоскоростной области. По независимым данным МТЗ электрическое сопротивление низкоскоростной области заметно превышает сопротивление вмещающих пород [Шемпелев, 2008].

На базе применения ММЗ ранее была предложена кинематическая схема тектонических движений, которая позволяет объяснить наличие в тектонической зоне северной моноклинали Кавказа серии падающих на север надвигов и взбросов [Горбати́ков и др., 2023]. В работе предполагается, что в зоне коллизии складчато-глыбового горного сооружения Кавказа и Скифской плиты верхняя осадочная толща надвигается на Кавказ быстрее, проскальзывая по контакту фундамент-осадки. Этот сдвиг объясняет приуроченность гипоцентров землетрясений к глубинам 8–11 км. В районе Вла-

дикавказского разлома при столкновении осадочной толщи с консолидированным приподнятым массивом Кавказа происходит процесс ее выпучивания, вследствие чего образуется листрика Владикавказского разлома, а Сунженский хребет является промежуточной антиклинальной складкой, формируемой в этой толще.

В приведенном исследовании профиль ММЗ, проходя вдоль участка русла реки Терек, пересекал Сунженский хребет в районе Эльхотовских ворот. Это позволило подтвердить наличие разломной структуры в этой части хребта. Однако выявленный при этом яркий разлом замаскировал в разрезе глубинное строение самого хребта.

Более детальное изучение глубинного строения Сунженского хребта явилось задачей нашего дальнейшего исследования. Внимание также привлекла проблема взаимного сопоставления структур Сунженского хребта и Назрановского выступа. С одной стороны, Назрановский выступ является отрогом Большого Кавказа, но с другой стороны, он непосредственно примыкает к Сунженскому хребту.

Наконец, в развитие ранее полученных результатов интересно было также выяснить, обнаруживается ли низкоскоростное тело под Большим Кавказом при пересечении его северного склона по ущелью Терека (аналогично пересечению по Ардонскому ущелью).

Таким образом, цель работы состояла в выполнении еще одного регионального профиля ММЗ от северного склона Большого Кавказа через Осетинскую впадину, Назрановский выступ, Сунженский и Терский хребты и определении глубинного строения в параметрах вариаций скоростей сдвиговых сейсмических волн вдоль профиля, в том числе к северу от Осетинской впадины, что осталось за рамками Ардонского профиля ММЗ.

Метод исследования

Для изучения глубинной структуры земной коры был применён метод микросейсмического зондирования [ММЗ] [Горбатиков и др., 2008]. Это дифференциальный амплитудный метод. Удобство его применения заключается в том, что измерения выполняются по принципу «отдельной станцией» последовательно в точках профиля. В качестве зондирующего сигнала используются фоновые микросейсмические колебания с частотой $f < 1$ Гц. Информативным параметром является степень искажения спектров исходного микросейсмического поля при его рассеянии на скоростных неоднородностях. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается исходя из пространственного распределения искажений спектра исходного поля, фиксируемого на земной поверхности, и частоты, на которой эти искажения проявляются в максимальной степени.

В последнее время ММЗ успешно применяется в широком круге задач для исследования структуры, свойств и параметров залегания различных объектов в различных геолого-географических условиях, включая решение как научно-исследовательских так и инженерных задач, в том числе в комплексе с другими независимыми методами [Danilov et al., 2021, 2023, 2025; Ovsyuchenko et al., 2023; Antonovskaya et al., 2024].

Подчеркнем, что ММЗ позволяет получить разрез в параметрах вариаций скоростей по отношению к региональной скоростной модели, но при этом в процедуре ММЗ используется лишь дисперсионная кривая, соответствующая этому скоростному разрезу. Саму скоростную модель разреза можно при этом не определять, но любая выбранная региональная скоростная модель должна обеспечивать именно ту дисперсионную кривую, которая принята в расчет.

Результаты и обсуждение

В соответствии с поставленной задачей был пройден профиль по методу микро-сейсмического зондирования, представленный на рисунке 1. Этот профиль включал в себя ранее выполненный фрагмент через Владикавказский разлом (пикеты V11-1 – V11-57) [Овсюченко и др., 2011]. Общая длина полного профиля составила 115 км, пространственный шаг между пунктами измерений выдерживался в пределах 500–750 м.

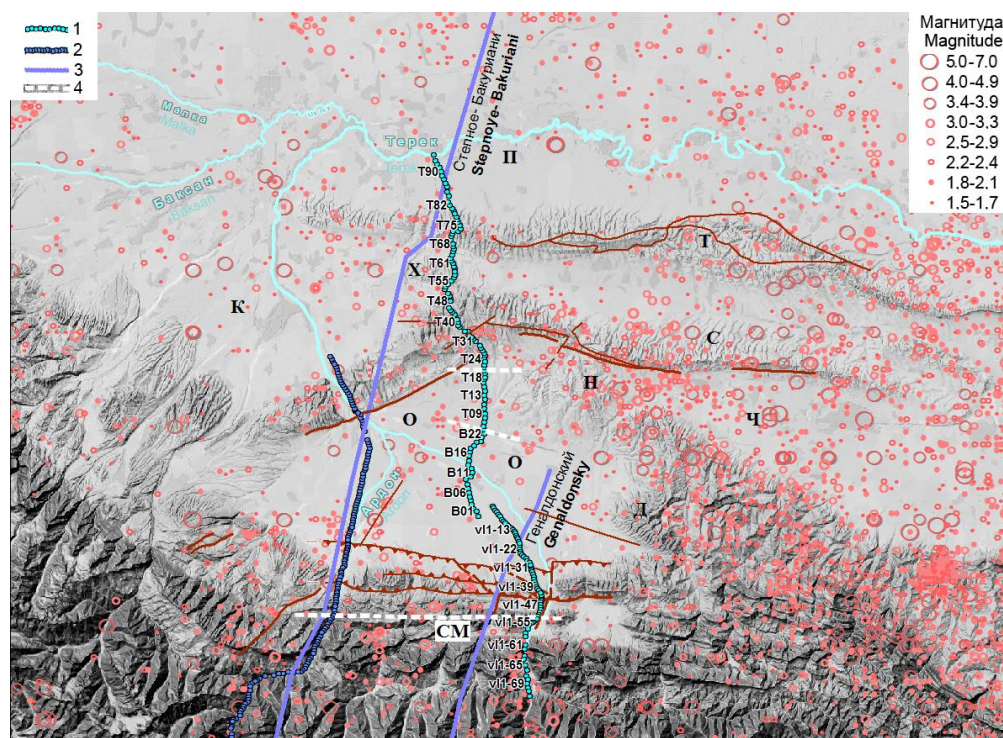


Рис. 1. Карта района работ. CM – Северная моноклираль Центрального Кавказа; впадины: О – Осетинская, К – Кабардинская, Ч – Чеченская, П – Предтерский прогиб; антиклинальные зоны: С – Сунженская, Т – Терская; поднятия: Х – Харбижинское, Н – Назрановское, Д – Датыхский выступ. 1 – Владикавказский профиль ММЗ, 2 – Ардонский профиль ММЗ, 3 – профиль ГСЗ Степное-Бакуриани и Геналдонский профиль МОВЗ и МТЗ, 4 – Граница между низкоскоростной аномалией вдоль северного склона Большого Кавказа и Назрановским поднятием в плане. Эпицентры сейсмических событий до 2003 г. – по (Специализированный каталог Уломова <http://seismos-u.ifz.ru/documents/Earthquake-Catalog-%D0%A1%D0%9A%D0%97.pdf>), с 2003 г. – по каталогу ГС РАН (Электронный каталог землетрясений ЕГС РАН с 2003 г., <http://eqru.gsr.ru/index.php?inc=main>). Красные линии – разломы по [Письменный и др., 2021], (Карта активных разломов Евразии http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html). Линиями с бергштрихами обозначены три ветви Владикавказского разлома по [Овсюченко и др., 2011]. Использована цифровая модель рельефа Google Maps (<https://www.google.ru/maps/>) /

Fig. 1. Map of the work area. CM – Northern monocline of the Central Caucasus; depressions: O – Ossetian, K – Kabardian, Ch – Chechen, P – Predterkian depression; anticline zones: C – Sunzha, T – Terkek; uplifts: X – Kharbizhinskoye, N – Nazranovskoye, D – Datykhsky promontory. 1 – Vladikavkaz profile of the MSM, 2 – Ardon profile of the MSM, 3 – profile of the Stepnoye-Bakuriani deep seismic sounding (DSS) and Genaldonsky profile of the earthquake converted wave method (ECWM) and CSAMT, 4 – boundary between the low-velocity anomaly along the northern slope of the Greater Caucasus and the Nazran uplift in plan. Epicenters of seismic events until 2003 – according to (Specialized catalog of Ulomov <http://seismos-u.ifz.ru/documents/Earthquake-Catalog-%D0%A1%D0%9A%D0%97.pdf>), since 2003 – according to the GS RAS catalog (Electronic catalog of earthquakes of the EGS RAS since 2003, <http://eqru.gsr.ru/index.php?inc=main>). Red lines – faults according to [Pismenniy et al., 2021], (Map of active faults in Eurasia http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html). The lines with bergstrich marks indicate the three branches of the Vladikavkaz fault according to [Ovsyuchenko et al., 2011]. A digital terrain model from Google Maps (<https://www.google.ru/maps/>) was used

Как видно на рисунке 1, на севере профиль ММЗ пересекает профиль ГСЗ Степное-Бакуриани, а на юге – Геналдонский профиль МОВЗ. Их проекция на разрез позволяет проследить установленные ранее глубинные границы в сопоставлении с новыми данными по ММЗ. Верхняя обменная граница Геналдонского профиля в Осетинской впадине на глубине около 5 км соответствует кровле мел-эоценовых отложений [Письменный и др., 2021]. А следующая, на глубине около 10 км, по-видимому, соответствует поверхности фундамента.

На разрезе ММЗ (рис. 2) желтыми и красными цветами обозначены зоны относительного понижения скоростей сдвиговых сейсмических волн, синими цветами обозначены зоны относительного повышения скоростей. Серые цвета означают, что в этих местах скорости близки к средней сглаженной скоростной модели. Отклонения выражаются в дБ, шкала отклонений представлена на рисунке справа. Заметим, что один и тот же цвет на разных глубинах может означать различные по абсолютной величине скорости, поскольку сглаженная региональная скоростная модель имеет различные скорости на разных глубинах. Используемая региональная модель приводится и обсуждается в [Gorbatikov et al., 2015] и в настоящей публикации не дублируется.

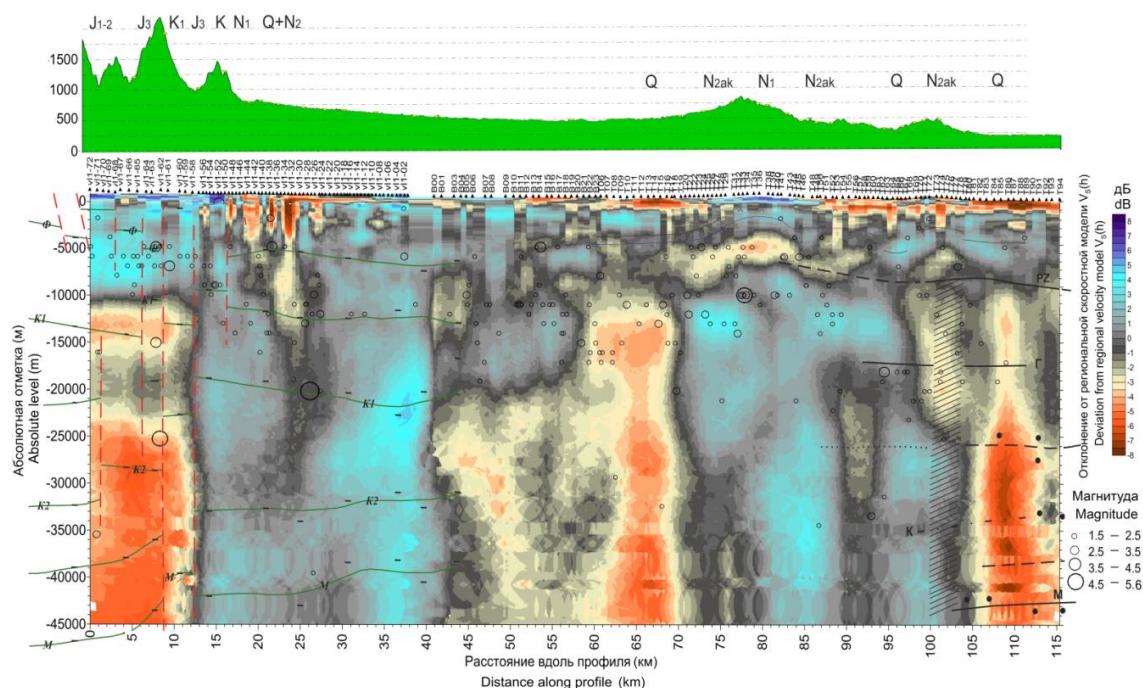


Рис. 2. Разрез по ММЗ с проекцией на него гипоцентров землетрясений из полосы шириной 30 км и проекцией результатов интерпретации Геналдонского профиля МОВЗ (в южной части) и профиля ГСЗ Степное-Бакуриани (в северной части). Φ – предполагаемая по МОВЗ поверхность фундамента, K и $K2$ – граница Конрада, M – граница Мохо, PZ и Γ – поверхности, соответственно, палеозойского фундамента и «гранитного» слоя по результатам ГСЗ, красные линии – субвертикальные зоны нарушений корреляции волновых форм по [Шемпелев, 2008; Краснопецева и др., 1970] /

Fig. 2. Cross-section by MSM with the projection of earthquake hypocenters from a 30 km wide strip and the projection of the interpretation results of the Genaldonsky profile of the ECWM (in the southern part) and the Stepnoye-Bakuriani profile of the DSS (in the northern part). Φ – the surface of the basement assumed by the ECWM, K and $K2$ – Conrad boundary, M – Mohorovichich boundary, PZ and Γ – surfaces of the Paleozoic basement and “granite” layer, respectively, according to the DSS results, red lines – subvertical zones of waveform correlation anomalies according to [Shempelev, 2008; Krasnopevtseva et al., 1970].

На разрезе под Северным склоном Большого Кавказа выделяется крупное низкоскоростное тело с кровлей приблизительно на глубине 10 км (пикеты V11-58 – V11-72). Аналогичная аномалия присутствует и на профиле ММЗ по Ардонскому ущелью. На обоих профилях она начинается в районе Пастбищного хребта и продолжается под северным крылом и осевой частью мегантиклинория Большого Кавказа [Gorbatikov et al., 2015]. Электрическое сопротивление в этой низкоскоростной области заметно превышает сопротивление вмещающих пород [Шемпелев, 2008]. Очень хорошее пространственное совпадение между низкоскоростной зоной по ММЗ и областью повышенных сопротивлений по МТЗ отмечено в работе [Gorbatikov et al., 2015]. Можно сформулировать гипотезу о тенденции к вертикальному «всплыванию» горного массива, над данной областью, предполагая здесь присутствие крупных источников тепла. На рисунке 2 видно, что имеется высокая латеральная корреляция между резким поднятием горного рельефа и положением границы этой заглубленной низкоскоростной области.

Далее на север (пикеты V11-57 – V11-21, рис. 2) профиль ММЗ пересекает зону Владикавказского разлома, который расположен на переходе между альпийским складчато-глыбовым сооружением Большого Кавказа и южной частью Терско-Каспийского прогиба – Осетинской впадиной. В верхних горизонтах осадочного чехла разлом представляет собой крупнейшую региональную флексурно-разрывную систему нарушений, особенно круто падающую (до вертикальной) в породах палеогена и миоцена и более пологую в плиоцен-четвертичных слоях. На разрезе ММЗ можно проследить три ветви Владикавказского разлома, которые отмечены на карте (см. рис. 1, диапазон между пикетами V11-45 – V11-30). Здесь Владикавказский разлом прослеживается до глубины как минимум 30 км, имеет субвертикальное строение. В работе [Овсюченко и др., 2011] уже отмечалось, что в приповерхностной части разломная зона имеет вид листрического складко-надвига, а в глубоких горизонтах земной коры представлена хорошо оформленной контрастной структурой субвертикального падения. Выразительные деформации молодых отложений и отчетливое проявление Владикавказского разлома на глубине позволяют уверенно считать его крупной сейсмогенерирующей структурой.

Сразу на север за Владикавказским разломом расположена наиболее погруженная и наименее нарушенная часть Осетинской впадины (пикеты V11-22 – V11-01). Линия профиля в этом месте претерпевает разрыв. Это объясняется физической недоступностью территории для измерений при проведении работ.

Вторая ветка профиля, начиная с пикета В00, расположена в переходной области от Осетинской впадины к Назрановскому поднятию (пикеты В00-В18). На разрезе здесь прослеживаются горизонтальные структуры, соответствующие залеганию осадочных пород, которые пересекаются системой разрозненных субвертикальных трещин, слабо проявляющихся на поверхности. Во всем диапазоне отмеченных пикетов на глубине 20 км и более прослеживается неконтрастная низкоскоростная зона, для интерпретации которой в настоящее время данных недостаточно, но можно видеть, что ее кровля совпадает с глубиной границы К1, которая ранее была выделена методом МОВЗ на Геналдонском профиле [Шемпелев, 2008].

В северной части Осетинской впадины профиль пересекает юго-западный отрог Назрановского (Назрано-Яндырского) поднятия (рис. 1). Поднятие выделяется повышенной сейсмической активностью. Милановский Е.Е. относит его к расположенной с востока наиболее сейсмически активной меридиональной зоне Кавказа [Милановский, 1968].

Назрановское поднятие на разрезе ММЗ выражается широкой низкоскоростной аномалией с кровлей на глубине около 10 км (пикеты В21-Т19). Обращает на себя внимание структурное подобие этой аномалии с низкоскоростной аномалией под северным склоном Большого Кавказа (пикеты V11-57 – V11-72). На этом основании можно предположить, что Назрановское поднятие является активно растущей в настоящее время тектонической структурой, а механизм и интенсивность ее роста аналогичны росту Большого Кавказа.

Глубинная структура Назрановского поднятия существенно отличается от глубинной структуры Сунженского хребта, расположенного в непосредственной близости с поднятием (рис. 1). Под Сунженским хребтом не наблюдается субвертикальных низкоскоростных аномалий, при том, что его высота в рельефе заметно превалирует над Назрановским поднятием в зоне их контакта.

Под Сунженским и под Терским хребтами на глубинах 5–10 км в разрезе ММЗ видны складчатые структуры. Наиболее отчетливо под Сунженским хребтом проявляется низкоскоростной слой Заманкульской антиклинали. По данным бурения и сейсморазведки МОВ этот слой соответствует относительно пластичным верхнеюрским соленосным (карбонатно-галогенным) отложениям. Обилие в пределах антиклинали слабой сейсмичности говорит о том, что процесс деформации продолжается в настоящее время.

Далее на север от Сунженского хребта профиль пересекает Харбиженское поднятие и Терский хребет, которые в рельефе выделяются значительно слабее, чем Сунженский хребет. На разрезе ММЗ можно различить систему заглубленных антиклиналей, которые соответствуют этим хребтам. Видно, что антиклинали имеют тенденцию к погружению в северном направлении. Данное погружение также подтверждается выделенной ранее по ГСЗ поверхностью палеозоя [Краснопевцева и др., 1970].

Судя по разрезу ММЗ и по привлеченным данным МОВ ОГТ, Терский хребет имеет аналогичный генезис Сунженскому хребту, то есть является складчатой структурой. Однако в рельефе он выглядит менее выраженным, чем Сунженский. Скорее всего, это связано именно с погружением фундамента в северном направлении. По разрезу ММЗ это погружение можно приблизительно оценить величиной 1.5–2 км на базе участка профиля между пикетами Т36 и Т76 (рис. 2).

Под Терским хребтом отчетливо выделяется раздробленная субвертикальная зона, которая прослеживается практически от поверхности и до глубин 25 км. Присутствие этой зоны подтверждается независимыми ранее проведенными работами по ГСЗ и МОВ ОГТ [Краснопевцева и др., 1970]. Восточнее профиля ММЗ данная раздробленная зона выходит на поверхность в виде разлома [Государственная ..., 2011].

В конце профиля под пикетами Т83-Т91 обнаруживается еще одна яркая низкоскоростная субвертикальная зона. Ее верхняя часть находится на глубине поверхности фундамента. Несмотря на контрастность ее проявления, видно, что глубинная структура этой зоны отличается от низкоскоростных областей под Большим Кавказом и под Назрановским поднятием. Можно предположить, что рассматриваемая низкоскоростная зона отражает собой глубинный разлом субширотного направления, который контролирует русло реки Терек. Эта глубинная разломная зона может являться границей между более погруженным и деформированным (в альпийскую или киммерийскую эпоху складчатости) южным крылом Терско-Каспийского прогиба и северным эпигерцинским платформенным крылом [Хаин и др., 2009].

Рассмотрим более подробно фрагмент разреза ММЗ по Владикавказскому профилю, относящийся к Сунженскому хребту (рис. 3). Как уже отмечалось, под хребтом отчетливо виден низкоскоростной слой Заманкульской антиклинали. Из данных по бурению известно, что по литологическому составу этот слой соответствует верхнеюрским карбонатно-галогеинным образованиям [Письменный и др., 2021].

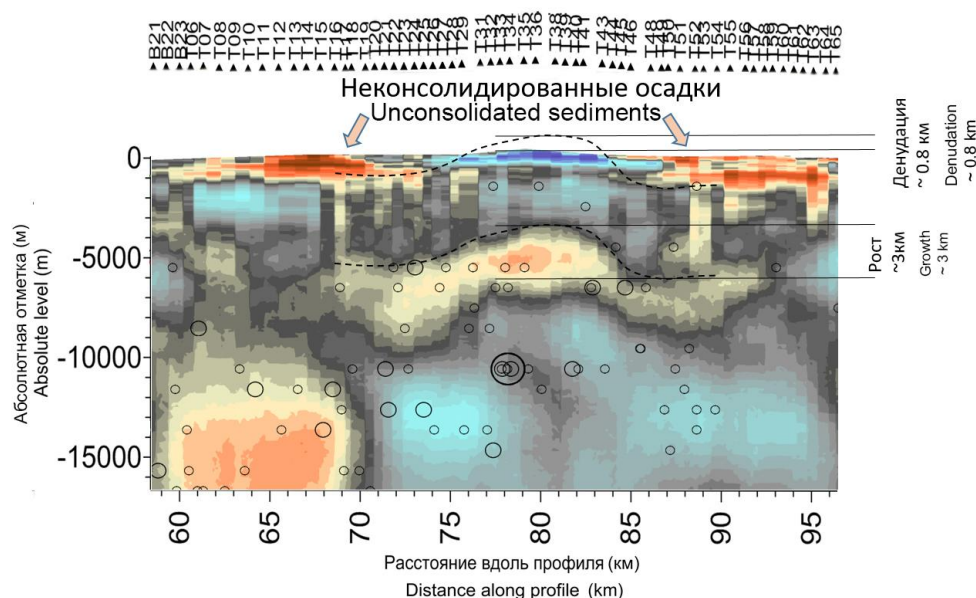


Рис. 3. Увеличенный фрагмент разреза Заманкульской антиклинали Сунженского хребта вдоль линии профиля. Пунктирными черными кривыми линиями показана форма антиклинали Сунженского хребта. Нижняя линия показывает форму антиклинально-изогнутой поверхности на глубинах, не подверженных эрозии. Верхняя линия повторяет форму нижней, но вынесена на поверхность так, чтобы концы кривой находились ниже накопленных продуктов эрозии. Верхняя кривая линия показывает, как выглядел бы Сунженский хребет в отсутствии денудации /

Fig. 3. Zoomed-in fragment of the Zamankulsky anticline of the Sunzhensky Ridge along the profile line. The black dotted lines show the shape of the Sunzhensky Ridge anticline. The lower line shows the shape of the anticlinal-curved surface at depths not subject to erosion. The upper line repeats the shape of the lower line, but is brought to the surface so that the ends of the curve are below the accumulated erosion products. The upper curved line shows what the Sunzhen Ridge would look like in the absence of denudation

Обращает на себя внимание следующее обстоятельство: форма заглубленной антиклинали соответствует, но не тождественна форме разреза рельефа Сунженского хребта. Амплитуда антиклинали значительно больше амплитуды хребта. Это вполне объяснимо, если иметь в виду, что при горизонтальном сдавливании в поперечном к Кавказу направлении низкоскоростной заглубленный слой изгибается, формируя антиклиналь, а породы над ним одновременно претерпевают денудацию, ввиду их выхода на поверхность. Это предположение подкрепляется тем наблюдением, что относительные скорости сейсмических волн в ядре складки у поверхности выше (отмечено синим цветом на рис. 3), чем на ее крыльях (отмечено оранжевым цветом на рис. 3). Очевидно, низкоскоростные крылья могли быть сформированы неконсолидированными продуктами размыва Сунженского хребта во время его формирования.

Если принять, что донные части этих двух осадочных линз не претерпевали эрозии, то можно оценить, как бы выглядел Сунженский хребет, если бы денуда-

ция отсутствовала. Для этого на рисунке показаны две кривые линии пунктиром. Нижняя линия показывает форму антиклинально-изогнутой поверхности на глубинах, не подверженных эрозии, а верхняя линия вблизи поверхности закреплена за горизонты, не подвергшиеся денудации только своими концами. Именно над этими горизонтами, как видно, началось накопление эродированных осадков. Таким образом, верхняя кривая линия показывает, как выглядел бы Сунженский хребет в отсутствие денудации.

Существовавшая в Терско-Сунженской области ситуация способствовала местному складко- и надвигообразованию в очень короткий промежуток времени – ранний акчагыл (~ 3.6–2.6 млн лет назад). Однако отсутствие ярко выраженных неровностей в подошве акчагыла указывает на сравнительно медленный и спокойный рост антиклиналей. В позднем акчагыле и апшеронском веке (~2.6–1.8 млн лет назад) рост хребтов как элементов рельефа прекратился, и рассматриваемый район, особенно его западная часть, испытывал опускание [Чепалыга и др., 2018]. Рост складок хребтов после перерыва продолжался в антропогене, о чем свидетельствует современное, высоко напряженное состояние соленосной толщи [Короновский и др., 1990]. Имея в виду оценки времени роста хребтов в 1 млн лет в первую фазу активизации (ранний акчагыл, ~3.6–2.6 млн лет назад) и 1.8 млн лет во вторую фазу (антропоген), а также принимая во внимание наличие паузы ~0.8 млн лет, можно оценить среднюю скорость роста и денудации Сунженского хребта.

Чтобы произвести необходимую оценку, вначале следует понять, был ли Сунженский хребет полностью эродирован между фазами роста во время паузы продолжительностью 0.8 млн лет. Предположим, что вся денудация произошла только в периоды, относящиеся к росту, то есть в течение суммарного периода 2.8 млн лет. Сокращая искусственно время денудации, мы, таким образом, оцениваем ее максимально возможную скорость, которая оказывается равна ~0.29 мм/год.

Общий рост Сунженского хребта составил ~3 км за общее время 3.6 млн лет, состоящее из двух фаз роста и периода паузы. Средняя скорость роста за это время составляет ~0.83 мм/год. Очевидно, что в отдельные фазы роста скорость была выше (Скорость роста в период двух активных фаз 2.8 млн лет составляет ~1.07 мм/год). Но даже, если принять в расчет среднюю скорость роста за 3.6 млн лет, то за первую фазу в 1 млн лет рост составил не менее 830 метров. А суммарная денудация при ее максимальной оценке за первую фазу роста (1 млн лет) и период паузы (0.8 млн лет) не могла быть более 530 метров. Это означает, что за период паузы хребет не мог быть полностью размыт.

Таким образом, имеется возможность оценить не только среднюю скорость роста, но и среднюю скорость денудации, поскольку теперь известно, что она не прерывалась в период паузы роста ввиду полного разрушения хребта. Ее значение за период 3.6 млн лет оказывается ~0.22 мм/год, или примерно 25% от общего роста хребта (или примерно 20%, если считать скорость роста только в течение активных фаз).

Полученные оценки достаточно хорошо согласуются с оценками скорости денудации для района Сунженского хребта, определенной как 0.1–0.5 мм/год по стоку взвешенных наносов рек [Шарифуллин, 2014; Мозжерин, Шарифуллин, 2014]. А соотношение между скоростями роста и денудации примерно совпадает с оценкой Л.В. Паниной (как 5:1 для региона Кавказа) [Панина, 2019].

Наконец, интересно сравнить полученные оценки средней скорости роста Сунженского хребта, полученные по результатам профилирования через Заманкульскую антиклиналь и скорость роста, оцененную в пределах Эльхотовских ворот на основе исследования террас реки Терек, где по методике С.А. Несмеянова [Несмеянов, 1971] были рассчитаны амплитуды этапных поднятий и произведены оценки скоростей вертикальных тектонических деформаций в позднем плейстоцене – голоцене [Андреева и др., 2023].

Так, было получено, что скорости вертикального роста хребта составляли 2.25 и 3.6 мм/год соответственно в периоды QIII₃-QIV и QIII₂. Видно, что эти скорости в 3–4 раза выше, чем полученные по ММЗ средние скорости роста за время последних 3.6 млн лет. Обратим внимание, что даже в период позднего плейстоцена – голоцена скорости роста были неравномерны, что приводит к гипотезе, что рост хребта происходил этапами неравномерно. Естественно предполагать, что аналогичный режим сохранялся в течение всей его истории, и на современном этапе мы наблюдаем определенную активизацию роста. С другой стороны, превышение роста на коротком современном этапе в 3 раза по сравнению со средней скоростью представляется вполне нормальным, если принять во внимание периодическую сменяемость роста и стабилизации.

Выводы

Исследования глубинного строения северного фланга Большого Кавказа, Назрановского выступа, Сунженского и Терского хребтов, проведенные с применением микросейсмического зондирования (ММЗ) и других геофизических методов, позволили сделать ряд важных выводов о геодинамике этого региона. Полученные данные не только проясняют природу современных тектонических процессов, но и дают ключ к пониманию эволюции рельефа в течение неогена и четвертичного периода.

Значимой находкой стало обнаружение крупных низкоскоростных аномалий под северным флангом Большого Кавказа и Назрановским поднятием. Судя по тому, что низкоскоростные структуры обнаружены в пересечениях и на Ардонском профиле, и на Владикавказском, можно обосновано предполагать, что вдоль всего северного склона Большого Кавказа тянется отчетливо выраженная стенообразная низкоскоростная аномалия, строго коррелирующая по своему латеральному положению с резким подъемом рельефа при продвижении со стороны предгорной впадины в сторону горного массива.

Данную аномалию, уходящую на глубину 50–60 км и имеющую по данным МТЗ высокое электрическое сопротивление, можно интерпретировать как зону, связанную с тепловыми потоками и наличием флюида в изолированных микротрещинах. Ее присутствие объясняет активный вертикальный рост горного массива, поскольку менее плотные массы стремятся к «всплыванию», создавая тектонические напряжения в земной коре. Можно также предполагать, что аналогичный механизм обеспечивает современное движение Назрановского поднятия, которое фактически является горным отрогом Большого Кавказа.

В отличие от них, Сунженский и Терский хребты не имеют подобных обширных глубинных аномалий, что указывает на их принципиально иной генезис, связанный с горизонтальным сжатием и складчато-надвиговыми деформациями в осадочном чехле.

Формирование Сунженского хребта происходило в рамках двух основных тектонических фаз: в раннем акчагыле (3.6–2.6 млн лет назад) и антропогене (последние 1.8 млн лет), разделённых периодом тектонической стабилизации продолжительностью 0.8 млн лет. Результаты микросейсмического зондирования позволили идентифицировать на глубине 5–8 км не изменённую поверхностной эрозией антиклинальную складку амплитудой около 3 км. На основании сопоставления структуры осадочного чехла с возрастом начала тектонической активизации была рассчитана средняя скорость вертикальных движений, которая оказалась равной ~0.83 мм/год для всего периода развития, и ~1 мм/год, если вести расчет исключительно в фазах активного роста. Значительное (в 2–3 раза) превышение скоростей поднятия по оценкам для периода позднего плейстоцена-голоцена, свидетельствует о пульсационном характере геодинамического режима формирования Сунженского хребта, что находит убедительное подтверждение в независимых литературных источниках, приведенных в настоящем исследовании.

Определение амплитуды Заманкульской антиклинали Сунженского хребта и сравнение с ее выраженностью в современном рельефе позволило определить величину денудационного среза в ~ 0.8 км. Оценка средней скорости денудации (~0.22 мм/год) составила около 25% от скорости роста, что согласуется с независимыми оценками для горных систем Кавказа.

Литература

1. Андреева Н.В., Овсяченко А.Н., Кошевой Н.Г. Активная тектоника Сунженского хребта. // Материалы Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения». М.: Перо, 2023. – С. 173–177.
2. Горбатиков А.В., Заалишвили В.Б., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Милюков В.К., Миронов А.П., Хубаев Х.М., Мельков Д.А., Кануков А.С., Абаева З.В., Шманатов Г.В., Габараев А.Ф., Ревазов М.О. Глубинное строение, сейсмичность, тектоника северного фланга Большого Кавказа и Терско-Каспийского прогиба (Северная Осетия) в рамках единой кинематической модели на базе новых геофизических данных. // Геология и геофизика Юга России. – 2023. – Т 13. № 3. – С. 33–48. DOI: 10.46698/VNC.2023.44.73.003.
3. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм. // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66–84.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Комплект карт. Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. 12 листов. Пояснительная записка. / Редакторы Н.И. Пруцкий, В.М. Юбко. – СПб: ВСЕГЕИ, 2011. – 446 с.
5. Коновалов В.И., Воцалевский З.С., Яловенко В.И. Перспективы нефтегазоносности юго-западной части Терско-Каспийского прогиба. // Геология нефти и газа. – 1987. – № 8. – С. 17–20.
6. Короновский Н.В., Гущин А.И., Никитин М.Ю., Панина Л.В., Стафеев А.Н. *Геологическое развитие и становление современной структуры Терско-Каспийского передового прогиба*. // В сборнике: Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990 – С. 4–35.
7. 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.
8. Летавин А.И., Романов Ю.А., Савельева Л.М., Шумова Т.Ф. Тектоника Восточного Предкавказья. / Отв. редактор М.Ф. Мирчинк. – М.: Наука, 1975. – 80 с.

9. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, – 1968. 483 с.
10. Мозжерин В.В., Шарифуллин А.Г. Оценка современного денудационного снижения гор по данным о стоке взвешенных наносов рек (на примере Тянь-Шаня, Памиро-Алая, Кавказа и Альп). // Геоморфология. – 2014. – № 1. – С. 15–23.
11. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области: (На примере Зап. Ферганы и ее горного обрамления). М.: Недра, 1971. – 141 с.
12. Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Ларин Н.В., Рогожин Е.А. Сейсмотектоника и глубинное строение зоны Владикавказского активного разлома. // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12. № 1. – С. 47–59.
13. Панина Л.В. Новейшие структуры и рельеф Земли. М.: ПРО-ПРЕСС, – 2019. 115 с.
14. Письменный А.Н., Горбачев С.А., Вертий С.Н., Зарубина М.А., Пичужков А.Н, Письменная Н.С., Терещенко В.В., Терещенко Л.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Листы К-38-IX,XV (Владикавказ). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. – 225 с.
15. Стогний В.В., Заалишвили В.Б., Пономарева Н.Л. Современная геодинамика и сейсмичность Северного Кавказа: проблемы мониторинга. // Геология и геофизика Юга России. – 2022. Т. 12. № 2. – С. 34–52. DOI: 10.46698/VNC.2022.25.32.00322.
16. Стогний В.В., Стогний Г.А., Пономарева Н.Л. Сейсмотектоника южной части Центрального сегмента Большого Кавказа. // Геология и геофизика Юга России. – 2023. – Т. 13. № 1. – С. 76–96. DOI: 10.46698/VNC.2023.45.94.006.
17. Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А., Адаева Д.О., Идрисов И.А. Понто-Каспий на рубеже неогена и четвертичного периодов. // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Серия Естественные и точные науки. – 2018. – Т. 12. № 3. – С. 81–88. DOI: 10.31161/1995-0675-2018-12-3-81-88.
18. Шарифуллин А.Г. Причинно-факторные связи развития современной денудации. // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. – 2014. – Т. 156. № 2. – С. 135–146.
19. Шемпелев А.Г. Результаты глубинных геофизических исследований вдоль Геналдонского профиля. / Материалы Международной научно-практической конференции «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа». Владикавказ: ЦГИ ВНИЦ РАН и РСО-А, 2008. – С. 457–463.
20. Antonovskaya G.N., Danilov K.B., Basakina I.M., Afonin N.Y., Kapustian N.K. Application Examples and Capabilities of Combining Passive Seismic Methods to Study Depth Structure of the Earth's Crust. // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. – 2024. – Vol. 60. No. 4. – pp. 712–725.
21. Danilov K.B., Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Shakhova E.V., Kapustian N.K. Passive Seismic Investigation of Intraplate Earthquakes Epicentral Zones in the North of Russia as One of the Ways to Understand Their Source Mechanics. // Journal of Earth Science. – 2025. – Vol. 36. No. 2. – pp. 764–780. DOI: 10.1007/s12583-024-0053-9.
22. Danilov K.B., Yakovlev E.Yu., Afonin N.Yu. Study of deep structure of the kimberlite pipe named after M. Lomonosov of the Arkhangelsk diamondiferous province obtained by joint using of passive seismic and radiometric methods. // Pure and Applied Geophysics. – 2021. – Vol. 178. No. 10. – pp. 3933–3952.
23. Danilov K.B., Yakovlev E.Yu., Afonin N.Yu., Druzhinin S.V. Deep structure of the Verkhnetovskaya kimberlite pipe in the Arkhangelsk diamondiferous province according to passive seismic and radiological methods. // Geophysical Prospecting. – 2023. – Vol. 71. Issue 9. – pp. 1873–1885. DOI: 10.1111/1365-2478.13254.
24. Gorbatikov A.V., Rogozhin E.A., Stepanova M.Y., Kharazova Y.V., Andreeva N.V., Perederin F.V., Dzeboev B.A., Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Dzeranov B.V., Gabaraev A.F. The

pattern of deep structure and recent tectonics of the greater Caucasus in the Ossetian sector from the complex geophysical data. // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2015. – Vol. 51. No. 1. – pp. 26–37. DOI: 10.1134/S1069351315010073.

25. Ismail-Zadeh A., Muller B., Schilling F., Gorshkov A., Soloviev A. et al. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus. // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – Vol. 207. Art. No. 103222. DOI:10.1016/j.earscirev.2020.103222.

26. Ovsyuchenko A.N., Zhostkov R.A., Edemsky D.E., Sobisevich A.L., Sysolin A.I., Presnov D.A. Active tectonics of North-Eastern Taymyr (Byrranga Mountains) and questions of seismotectonic regionalization of the Russian Arctic. // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2023. – Vol. 59. No. 6. – pp. 1009–1024.

27. Rogozhin E.A., Milyukov V.K., Zaalishvili V.B., Ovsyuchenko A.N., Mironov A.P., Gorbatiykov A.V., Melkov D.A., Dzeranov B.V. Characteristics of modern horizontal movements in Central Sector of Greater Caucasus according to GPS observations. // *Advances in Engineering Research*. – 2019. – Vol. 182. – pp. 250–254.

28. Zabelina I., Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S.E., Al-Arifi N. Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography. // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2016. – Vol. 119. Issue 1. – pp. 87–99. DOI: 10.1016/j.jseas.2016.01.010.

References

1. Andreeva N.V., Ovsyuchenko A.N., Koshevoy N.G. Active tectonics of the Sunzha Ridge. In: *Proceedings of the All-Russian Scientific Conference “Dynamic Geology – Problems and Achievements”*. Moscow. Pero. 2023. pp. 173–177. (In Russ.)

2. Gorbatiykov A.V., Zaalishvili V.B., Kharazova Yu.V., Stepanova M.Yu., Milyukov V.K., Mironov A.P., Khubaev Kh.M., Melkov D.A., Kanukov A.S., Abaeva Z.V., Shmanatov G.V., Gabaraev A.F., Revazov M.O. Deep structure, seismicity, tectonics of the northern flank of the Greater Caucasus and the Terek-Caspian trough (North Ossetia) within the framework of a unified kinematic model based on new geophysical data. *Geology and Geophysics of Russian South*. 2023. Vol. 13. No. 3. pp. 33–48. DOI: 10.46698/VNC.2023.44.73.003. (In Russ.)

3. Gorbatiykov A.V., Stepanova M.Yu., Korablev G.E. Microseismic field affected by local geological heterogeneities and microseismic sounding of the medium. *Physics of the Earth*. 2008. No. 7. pp. 66–84. (In Russ.)

4. State Geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (3-rd generation). Set of maps. Scythian series. Lists K-37 (Sochi), K-38 (Makhachkala), K-39. 12 lists. Explanatory note. Eds. N.I. Prutsky, V.M. Yubko. Saint Petersburg. VSEGEI. 2011. 446 p. (In Russ.)

5. Konovalov V.I., Votsalevsky Z.S., Yalovenko V.I. Prospects for oil and gas bearing capacity of the south-western part of the Tersko-Caspian trough. *Geology of Oil and Gas*. 1987. No. 8. pp. 17–20. (In Russ.)

6. Koronovsky N.V., Gushchin A.I., Nikitin M.Yu., Panina L.V., Stafeyev A.N. Geological development and formation of the modern structure of the Tersko-Caspian foreland trough. In: *Tectonics of orogenic structures of the Caucasus and Middle Asia*. Moscow. Nauka. 1990. pp. 4–35. (In Russ.)

7. Krasnopevtseva G.V., Matushkin B.A., Shevchenko V.I. New interpretation of GSZ data along the Stepnoe-Bakuriani profile in the Caucasus. *Soviet Geology*. 1970. No. 8. pp. 113–120. (In Russ.)

8. Letavin A.I., Romanov Yu.A., Savelyeva L.M., Shumova T.F. Tectonics of the Eastern Ciscaucasia. Ed. M.F. Mirchink. Moscow. Nauka. 1975. 80 p. (In Russ.)

9. Milanovsky E.E. Recent tectonics of the Caucasus. Moscow. Nedra. 1968. 483 p. (In Russ.)

10. Mozzherin V.V., Sharifullin A.G. Estimation of current denudation rate of the mountains based on the suspended sediment runoff of the rivers (the Tien Shan, the Pamir-Alai, the Caucasus, and the Alps as an example). *Geomorfologiya*. 2014. No. 1. pp. 15–23. (In Russ.)

11. Nesmeyanov S.A. Quantitative assessment of the latest movements and neotectonic zoning of mountainous areas: (Based on the example of Western Fergana and its mountainous surroundings). Moscow. Nedra. 1971. 141 p. (In Russ.)
12. Ovsyuchenko A.N., Gorbaticov A.V., Stepanova M.Yu., Larin N.V., Rogozhin E.A. Seismotectonics and deep structure of the Vladikavkaz fault zone. *Geophysical Research*. 2011. Vol. 12. No. 1. pp. 47–59. (In Russ.)
13. Panina L.V. Recent structures and relief of the Earth. Moscow. PRO-PRESS. 2019. 115 p. (In Russ.)
14. Pismenniy A.N., Gorbachev S.A., Vertiy S.N., Zarubina M.A., Pichuzhkov A.N., Pismennaya N.S., Tereshchenko V.V., Tereshchenko L.A. State geological map of the Russian Federation at a scale of 1 : 200 000. Second edition. Caucasian series. Lists K-38-IX,XV (Vladikavkaz). Explanatory note. Moscow. Moscow branch of FSBI VSEGEI. 2021. 225 p. (In Russ.)
15. Stogny V.V., Zaalishvili V.B., Ponomareva N.L. Modern geodynamics and seismicity of the North Caucasus: problems of monitoring. *Geology and Geophysics of Russian South*. 2022. Vol. 12. No. 2. pp. 34–52. DOI: 10.46698/VNC.2022.25.32.00322. (In Russ.)
16. Stogny V.V., Stogny G.A., Ponomareva N.L. Seismotectonics of the southern part of the Greater Caucasus Central segment. *Geology and Geophysics of Russian South*. 2023. Vol. 13. No. 1. pp. 76–96. DOI: 10.46698/VNC.2023.45.94.006. (In Russ.)
17. Chepalyga A.L., Sadchikova T.A., Adaeva D.O., Idrisov I.A. Ponto-Caspian at the boundary between Neogene and Quaternary. *Proceedings of Dagestan State Pedagogical University. Series: Natural and Exact Sciences*. 2018. Vol. 12. No. 3. pp. 81–88. DOI: 10.31161/1995-0675-2018-12-3-81-88. (In Russ.)
18. Sharifullin A.G. Causal-factor relations of modern denudation development. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*. 2014. Vol. 156. No. 2. pp. 135–146. (In Russ.)
19. Shempelev A.G. Results of deep geophysical surveys along the Genaldon profile. In: *Proc. Dang. nat. and tech. geological processes in mountainous and foothill areas of the North Caucasus. Vladikavkaz. CGI VSC RAS and RNO-A*. 2008. pp. 457–463. (In Russ.)
20. Antonovskaya G.N., Danilov K.B., Basakina I.M., Afonin N.Y., Kapustian N.K. Application Examples and Capabilities of Combining Passive Seismic Methods to Study Depth Structure of the Earth's Crust. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2024. Vol. 60. No. 4. pp. 712–725.
21. Danilov K.B., Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Shakhova E.V., Kapustian N.K. Passive Seismic Investigation of Intraplate Earthquakes Epicentral Zones in the North of Russia as One of the Ways to Understand Their Source Mechanics. *Journal of Earth Science*. 2025. Vol. 36. No. 2. pp. 764–780. DOI: 10.1007/s12583-024-0053-9.
22. Danilov K.B., Yakovlev E.Yu., Afonin N.Yu. Study of deep structure of the kimberlite pipe named after M. Lomonosov of the Arkhangelsk diamondiferous province obtained by joint using of passive seismic and radiometric methods. *Pure and Applied Geophysics*. 2021. Vol. 178. No. 10. pp. 3933–3952.
23. Danilov K.B., Yakovlev E.Yu., Afonin N.Yu., Druzhinin S.V. Deep structure of the Verkhnetovskaya kimberlite pipe in the Arkhangelsk diamondiferous province according to passive seismic and radiological methods. *Geophysical Prospecting*. 2023. Vol. 71. Issue 9. pp. 1873–1885. DOI: 10.1111/1365-2478.13254.
24. Gorbaticov A.V., Rogozhin E.A., Stepanova M.Y., Kharazova Y.V., Andreeva N.V., Pereaderin F.V., Dzeboev B.A., Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Dzeranov B.V., Gabaraev A.F. The pattern of deep structure and recent tectonics of the greater Caucasus in the Ossetian sector from the complex geophysical data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2015. Vol. 51. No. 1. pp. 26–37. DOI: 10.1134/S1069351315010073.
25. Ismail-Zadeh A., Muller B., Schilling F., Gorshkov A., Soloviev A. et al. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus. *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 207. Art. No. 103222. DOI:10.1016/j.earscirev.2020.103222.

26. Ovsyuchenko A.N., Zhostkov R.A., Edemsky D.E., Sobisevich A.L., Sysolin A.I., Presnov D.A. Active tectonics of North-Eastern Taymyr (Byrranga Mountains) and questions of seismotectonic regionalization of the Russian Arctic. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2023. Vol. 59. No. 6. pp. 1009–1024.
27. Rogozhin E.A., Milyukov V.K., Zaalishvili V.B., Ovsyuchenko A.N., Mironov A.P., Gorbatikov A.V., Melkov D.A., Dzeranov B.V. Characteristics of modern horizontal movements in Central Sector of Greater Caucasus according to GPS observations. *Advances in Engineering Research*. 2019. Vol. 182. pp. 250–254.
28. Zabelina I., Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S.E., Al-Arifi N. Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 119. Issue 1. pp. 87–99. DOI: 10.1016/j.jseaes.2016.01.010.