

УДК 551.24:624.042.7 (470.6)

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

© 2019 г. Г. А. Стогний¹, В. В. Стогний^{1*}

¹Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

*E-mail: stogny_vv@mail.ru

Поступила в редакцию 16.02.2018 г.

Принята в печать 03.12.2018 г.

В связи с оценкой сейсмической опасности Черноморского побережья России проблема формирования сейсмичности Северо-Западного Кавказа в рамках современной кинематики Восточно-Черноморской микроплиты является актуальной, а вопрос ее границы со Скифской плитой следует отнести на наш взгляд к наиболее дискуссионному. Исследование данной проблемы выполнено на основе разработанной по результатам анализа геолого-геофизических материалов тектонической схемы консолидированного слоя земной коры Северо-Западного Кавказа. Показано, что межплитная граница представлена Крымским и Западнокавказским разломами, а в области взаимодействия плит земная кора Скифской плиты тектонически расслоена, что привело к «взбрасыванию» ее слоев с последующим изостатическим прогибанием границы Мохо до 55–60 км под орогеном Большого Кавказа. Тектоническое строение северо-восточного фланга Восточно-Черноморской микроплиты определяют имеющие высокую избыточную плотность Анапский и Сочинский блоки. Формирование сейсмичности Северо-Западного Кавказа связывается, главным образом, с реверсными напряжениями, создаваемыми сейсмогенерирующими Анапским и Сочинским блоками, и тектоническими напряжениями в зоне Западнокавказского межплитного разлома. Площадь Анапского и Сочинского блоков не превышает 4 тыс. кв. км, что ограничивает предельные размеры очага и максимальную (6.0) магнитуду землетрясений.

Ключевые слова: сейсмоTECTONика, тектонические напряжения, максимальная магнитуда

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-333720194124-132>

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Западный сегмент Большого Кавказа принадлежит к Крымско-Кавказской сейсмической зоне Средиземноморского пояса. На территории Таманского и Керченского полуостровов и Северо-Западного Кавказа произошли крупные исторические сейсмические события [Никонов, 2000]: катастрофическое Понтикапейское землетрясение 63 г. до н. э. ($M = 6.4–7.2$), землетрясение 800 г. до н. э. ($M = 6.5$), Керченское землетрясение 275 г. ($M = 6.4$), Нижнекубанское землетрясение 1879 г. ($M = 6.0$). В инструментальный период магнитуда наиболее сильных землетрясений этого региона (12.07.1966 г., 12.04.1970 г., 07.11.1970 г., 09.11.2002 г., 13.03.2005 г., 10.12.2012 г.) не превышала 6.0.

В моделях формирования сейсмичности Северо-Западного Кавказа с позиции тектоники плит предполагается субдукция, псевдосубдукция

либо поддвиг Восточно-Черноморской микроплиты (Черноморской по [Вардапетян, 1979], Восточно-Черноморско-Закавказской по [Хаин, 2009]) с земной корой океанического либо субокеанического типа, при этом ее северная граница определяется системой надвигов континентального склона впадины Черного моря [Шемпелев, 2004; Казьмин и др., 2004; Хаин, 2009; Гобаренко и др., 2016], а предложенные кинематические схемы Восточно-Черноморской микроплиты различаются, прежде всего, направлением ее движения. Так, согласно работе [Паталаха и др., 2003] Восточно-Черноморская микроплита движется на северо-запад, а по работе [Казьмин и др., 2004] смещается к северу и вращается по часовой стрелке. Общее северное и даже северо-восточное перемещение Восточно-Черноморской и Западно-Черноморской микроплит предполагается в работе [Ентин и др., 2010].

В связи с оценкой сейсмической опасности Черноморского побережья Российской Федерации проблема формирования сейсмичности Северо-Западного Кавказа в рамках современной кинематики Восточно-Черноморской микроплиты является актуальной, а к наиболее дискуссионному, на наш взгляд, следует отнести вопрос ее границы со Скифской плитой. Исследование данной проблемы выполнено на основе разработанной тектонической схемы консолидированного слоя земной коры Северо-Западного Кавказа.

СТРОЕНИЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Схема тектонического строения консолидированной коры в контурах площади, включающей северо-восточную часть акватории Черного моря, Северо-Западный Кавказ и Скифскую плиту (рис. 1), разработана по результатам анализа структуры гравитационного и магнитного полей, а также сейсмических работ по Адыгейскому профилю МОВЗ. Восточно-Черноморская микроплита и Скифская плита, различающиеся по тектоническому и глубинному строению, определенным образом находят отражение в геофизических полях, что было учтено при составлении тектонической схемы строения земной коры и выявлении их глубинной границы.

Магнитное поле юго-восточной части Скифской плиты и Северо-Западного Кавказа осложнено субширотной Керченско-Кубанской

региональной положительной аномалией (рис. 2), которая соответствует южному крутому борту Индо-Кубанского прогиба, частично захватывая смежные с ним складчатые структуры Крыма и Большого Кавказа. Простираение Керченско-Кубанской магнитной аномалии практически ортогонально по отношению к положительным высокоинтенсивным региональным магнитным аномалиям Украинского щита и субпараллельно Восточно-Черноморской магнитной аномалии впадины Черного моря. Ее размеры по нулевой изолинии составляют: ширина до 70 км, длина около 200 км. Интенсивность аномалии в эпицентре до 250 нТл.

Керченско-Кубанская региональная магнитная аномалия по работе [Шемпелев, 2004] может быть связана с объектами, образовавшимися в процессе альпийского тектогенеза, а по работе [Плошко, 1977] – с офиолитовой зоной. Природа Керченско-Кубанской магнитной аномалии, по нашему мнению, обусловлена суммарным эффектом нескольких факторов: тектоническим, метаморфогенным и флюидодинамическим. Тектонический фактор – приуроченность к крутому интенсивно дислоцированному южному борту Индо-Кубанского прогиба. Тектонические процессы способствовали метаморфизму осадочных толщ, что приводило к увеличению магнитной восприимчивости пород [Крутиховская и др., 1984]. Вместе с тем, Индо-Кубанский прогиб – это нефтегазоносный район Северо-Кавказской провинции, поэтому

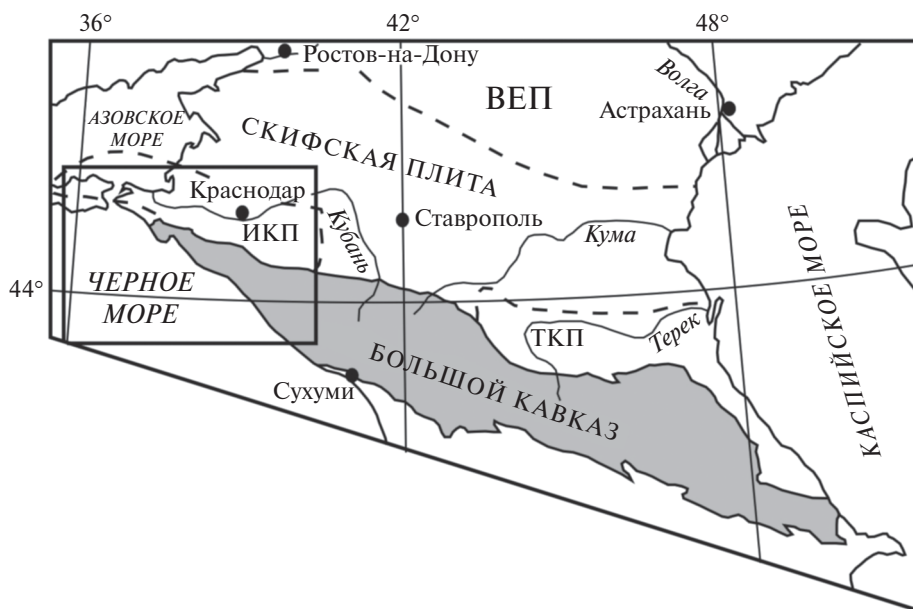


Рис. 1. Обзорная схема Черноморско-Каспийского региона: прямоугольник – район исследования. Буквами обозначены тектонические структуры разного порядка: ВЕР – Восточно-Европейская платформа; ИКП – Индо-Кубанский прогиб; ТКП – Терско-Каспийский прогиб.

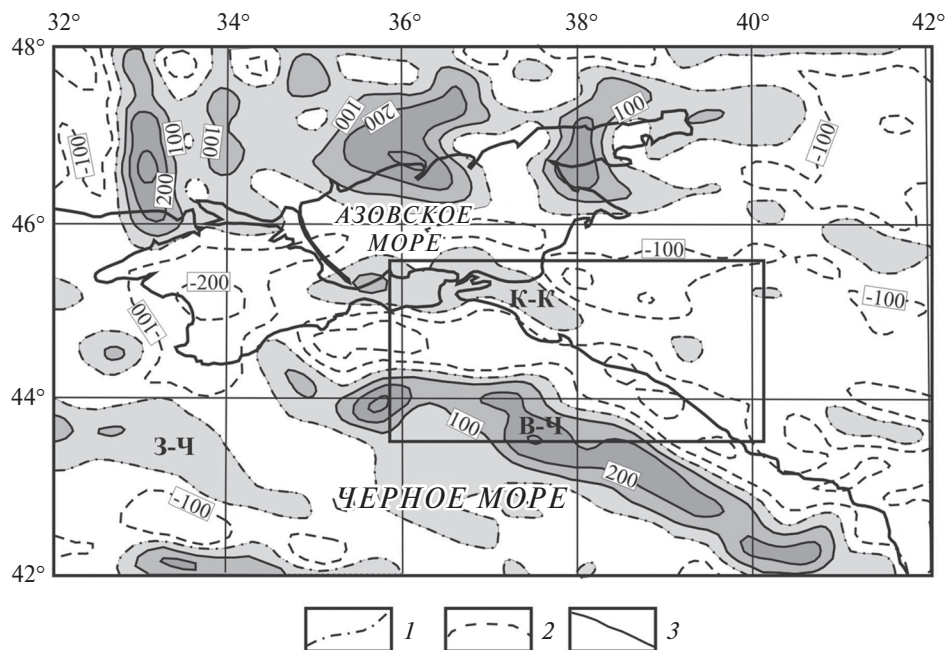


Рис. 2. Карта магнитного поля Азово-Черноморского региона по WMM2015, T_a при $h = 0$, система координат – меркаторская: 1–3 – изолинии магнитного поля, нТл: 1 – нулевая, 2 – положительная, 3 – отрицательная. Буквами обозначены региональные положительные магнитные аномалии: К-К – Керченско-Кубанская, В-Ч – Восточно-Черноморская, 3-Ч – Западно-Черноморская. Прямоугольник – район исследования.

не исключена ведущая роль углеводородных флюидов в увеличении магнитной восприимчивости пород, так, согласно работе [Кравченко и др., 2003], магнитная восприимчивость насыщенных нефтью осадочных пород при нагревании до 350° увеличивается в 20–170 раз.

Гравитационное поле Северо-Западного Кавказа в региональном плане представлено флангами Черноморской и Скифской аномальных областей [Стогний, Стогний, 2017а]. Скифская аномальная область в тектоническом отношении соответствует Скифской плите, включая предгорный Индоло-Кубанский прогиб, отражающийся Индолокубанским минимумом амплитудой более 30 мГал (рис. 3), к южной гравитационной ступени которого приурочена Керченско-Кубанская магнитная аномалия.

Черноморская аномальная область в низкочастотной составляющей – это крупный (300×600 км) гравитационный максимум амплитудой до 200 мГал. В плане она охватывает территорию Восточно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Северо-Западного сегмента Большого Кавказа. Северо-восточный фланг аномальной области осложнен Новороссийским и Сочинским локальными максимумами (рис. 3).

Зона сопряжения Черноморской и Скифской гравитационных аномальных областей отождествляется с Западнокавказским разломом

(рис. 4) – границей Восточно-Черноморской микроплиты и Скифской плиты [Стогний, Стогний, 2017а]. В материалах ММЗ по Туапсинскому профилю [Рогожин и др., 2015] Западнокавказский разлом проявляется зоной перехода вертикальной низкоскоростной области (Южное крыло и Осевая зона Большого Кавказа) в узкую высокоскоростную зону Северного крыла, а в тектоническом плане ему отвечает Тхамахинский разлом. Западнокавказскому межплитному разлому в соответствии со схемой «Основные дизъюнктивные системы Западного Кавказа» в работе [Расцветаев и др., 2010] на отрезке Крымск – Горячий Ключ соответствует Ахтырская региональная дизъюнктивная система, а на отрезке верховье рек Белая и Лаба – Хамыш-кинская и Заканская дизъюнктивные системы.

В контурах Новороссийского и Сочинского гравитационных максимумов выделены Анапский и Сочинский высокоплотные блоки консолидированной коры северо-восточного фланга Восточно-Черноморской микроплиты [Стогний, Стогний, 2016]. Анапский блок размером 50×60 км с севера ограничен Причерноморским разломом, а с запада и востока – Таманским и Новороссийским разломами. Северная его часть в плане отвечает суше, а южная – акватории Черного моря. Сочинский блок размером 40×50 км ограничен с юга Причерноморским разломом (рис. 4).

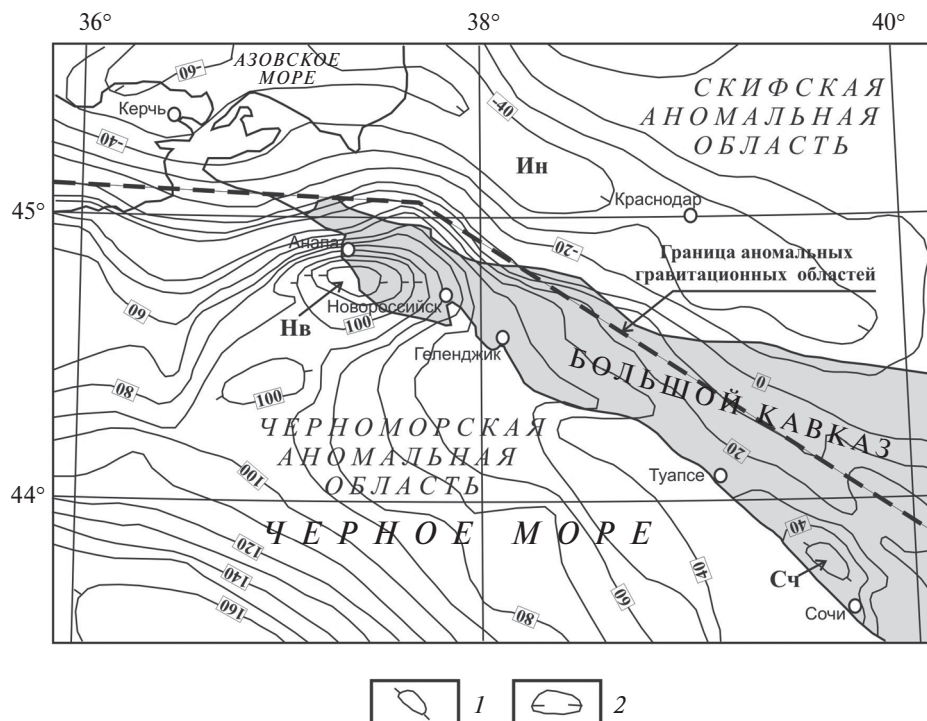


Рис. 3. Карта гравитационного поля Азово-Черноморского региона по работе [Гравиметрическая ..., 1990] и схема его районирования [Стогний, Стогний, 2017a]: 1 – гравитационные максимумы: Нв – Новоросийский, Сч – Сочинский; 2 – гравитационные минимумы: Ин – Индолукубанский. Изолинии поля силы тяжести в мГал.

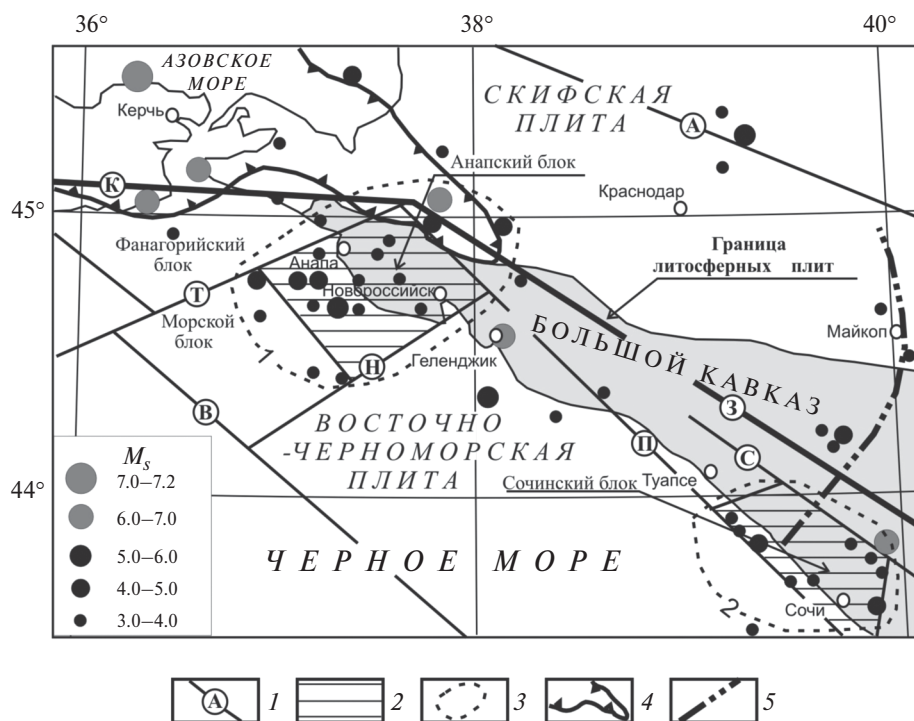


Рис. 4. Тектоническая схема консолидированной коры Северо-Западного Кавказа по результатам анализа гравитационного поля: 1 – разломы (А – Азово-Каспийский, В – Восточно-Черноморский, З – Западно-Кавказский, К – Крымский, Н – Новоросийский, П – Причерноморский, С – Северо-Западный; Т – Таманский); 2 – сейсмогенерирующие блоки Восточно-Черноморской микроплиты; 3 – сейсмоактивные районы (1 – Анапский, 2 – Сочинский); 4 – контур положительной Керченско-Кубанской магнитной аномалии; 5 – линия Адыгейского профиля МОВЗ (Дагомыс–Абдзехская–Гиагинская). Эпицентры землетрясений: исторических – серый цвет, инструментальных – черный цвет.

Глубинное строение Северо-Западного сегмента Большого Кавказа охарактеризовано по профилям МОВЗ, МТЗ и ММЗ. По разрезу Туапсинского профиля МОВЗ и МТЗ [Шемпелев и др., 2002] консолидированная кора Северо-Западного Кавказа представлена в виде блока коро-мантийной смеси, ограниченного с севера вертикальным разломом, а с юга – наклонным, разделяющим плиты с континентальной и океанической корой.

Два варианта интерпретации сейсмических материалов по Адыгейскому профилю рассмотрены в работах [Патина и др., 2017; Шемпелев и др., 2017]. Авторы работы [Шемпелев и др., 2017] пришли к заключению об образовании структуры Большого Кавказа за счет пологого надвигания Скифской плиты на южную микроплиту с океаническим типом коры в зоне Главного Кавказского надвига, в результате чего увеличена мощность «базальтового» слоя южной (Восточно-Черноморской) микроплиты до 20 км под центральной частью орогена, при этом мощность земной коры по разрезу изменяется от 17 км в районе Дагомыса до 53 км в области Передового хребта. Иная модель глубинного строения земной коры по Адыгейскому профилю заложена в работе [Патина и др., 2017]: в области Главного Кавказского надвига мощность земной коры южного лежащего крыла увеличивается в долготном направлении от 36 км в районе Дагомыса до 53 км под Передовым

хребтом, а мощность земной коры северного висячего крыла Скифской плиты по профилю изменяется от 34 км в зоне Передового хребта до 40 км под Восточно-Кубанской впадиной. Следует отметить также предложенную в работе [Дотдугев, 1986] модель формирования северного крыла Центрального сегмента Большого Кавказа за счет надвинутой пластины земной коры Скифской плиты и выводы, изложенные в работе [Буш, 2014]: региональные надвиги орогена Большого Кавказа и Скифской плиты имеют южное падение (складчатый фундамент Большого Кавказа надвинут на раннепалеозойский фундамент Скифской плиты, последний в свою очередь надвинут на кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы).

На рис. 5 представлен наш вариант интерпретации опубликованных в работе [Шемпелев и др., 2017] сейсмических материалов по Адыгейскому профилю (Дагомыс–Абадзехская–Гиагинская). В основе предложенного геолого-геофизического разреза по Адыгейскому профилю заложены элементы глубинного строения Северо-Западного Кавказа, соответствующие тектонической схеме консолидированной коры (рис. 4): Восточно-Черноморская микроплита с земной корой континентального типа и Скифская плита разграничены Западно-Кавказским разломом, которому на поверхности в данном сечении соответствует Хамышкинская дизъюнктивная система [Расцветаев и др., 2010].

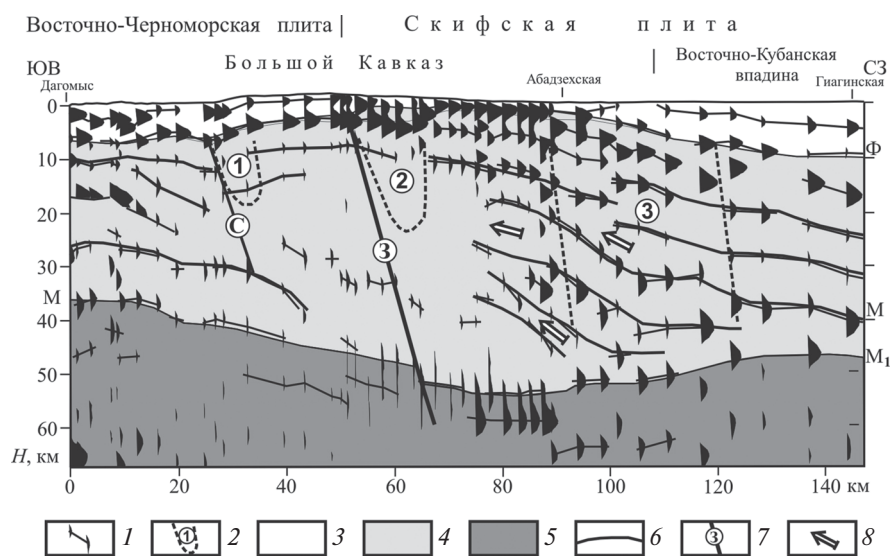


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез по Адыгейскому профилю МОВЗ (Дагомыс–Абадзехская–Гиагинская): 1 – функция приемника станции МОВЗ с обменной границей по [Шемпелев и др., 2017]; 2 – низкоскоростные аномалии по данным МОВЗ и их номера; 3 – осадочный слой земной коры; 4 – консолидированная кора континентального типа; 5 – верхняя мантия; 6 – граница слоев земной коры; 7 – тектонические нарушения согласно рис. 4: 3 – Западно-Кавказский межплитный разлом, С – Северо-Западный разлом; 8 – направление тектонических движений слоев земной коры Скифской плиты.

В предложенной модели контакта литосферных плит нет элементов надвига либо поддвига, Западнокавказский разлом, по-видимому, ближе к взбросовому типу кинематики.

В верхней части разреза области взаимодействия Восточно-Черноморской микроплиты и Скифской плиты (до глубины 10–15 км) можно выделить общие протяженные сейсмические границы, имеющие плавный подъем в области орогена Большого Кавказа. Глубже, до границы Мохоровичича, характер сейсмических границ плит существенно различается. При приближении к зоне Западнокавказского межплитного разлома сейсмические границы Восточно-Черноморской микроплиты погружаются, а Скифской плиты наоборот «взбрасываются» вверх с амплитудой до 10 км.

По профилю МОВЗ И МТЗ Ейск–Ставрополь–Каспийское море в нижнем слое земной коры Скифской плиты на глубине 40–48 км выделены две границы Мохоровичича (M и M_1), которые ограничивают высокоскоростной переходный слой [Егоркин и др., 2007]. Границы M и M_1 на глубинах 40 и 47 км также можно выделить на северном (130–150 км) отрезке Адыгейского профиля (рис. 5). Положение данных границ изменяется на отрезке 70–130 км профиля:

граница M поднимается вверх до уровня 25 км, а граница M_1 опускается вниз до глубины 55 км. За границу M Восточно-Черноморской плиты принята сейсмическая граница в интервале глубин 35–45 км, при этом увеличение мощности земной коры связано с переходом акватория Черного моря–ороген Большого Кавказа.

На геолого-геофизическом разрезе Адыгейского профиля вынесены контуры трех (1, 2, 3) низкоскоростных аномалий (рис. 5). К аномалиям 1 и 2 общего северо-восточного падения приурочены Северозападный и Западнокавказский разломы. Низкоскоростная аномалия 3 глубиной до 40 км при ширине по профилю около 30 км в плане отвечает области сопряжения складчатого сооружения Большого Кавказа и Восточно-Кубанской впадины.

Рассмотренная модель взаимодействия Восточно-Черноморской микроплиты и Скифской плиты с учетом предложенной схемы тектоники консолидированной коры Северо-Западного Кавказа и его глубинного разреза по Адыгейскому профилю исключает субдукцию (псевдосубдукцию) либо подвиг Восточно-Черноморской микроплиты. Условия взаимодействия соответствуют в большей степени обстановке коллизии (рис. 6), что также подчеркивает характер



Рис. 6. Схема тектонических напряжений Северо-Западного Кавказа: 1 – разломы; 2 – сейсмогенерирующие блоки (Ан – Анапский, Сч – Сочинский) Восточно-Черноморской микроплиты; 3 – региональные тектонические напряжения по работе [Расцветаев и др., 2010]; 4 – основной тренд тектонических напряжений, создаваемый процессом взаимодействия Восточно-Черноморской микроплиты и Скифской плиты.

ориентировки осей максимального сжатия тектонических полей напряжений регионального ранга, приведенных в работе [Расцветаев и др., 2010] для Западного Кавказа. Процесс тектонической расслоенности земной коры Скифской плиты в области Западнокавказского межплитного разлома сопровождался взбрасыванием и скучиванием слоев с одновременным изостатическим прогибанием границы Мохоровичича и увеличением мощности земной коры Северо-Западного Кавказа до 55–60 км.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Глобальный уровень формирования сейсмогенерирующих напряжений Большого Кавказа определяется его положением в пределах Средиземноморского пояса. Региональный уровень характеризуют процессы возникновения очагов землетрясений в пределах геоблоков земной коры, а локальный уровень определяют блоки I и II порядка, которые во многом формируют как условия накопления энергии очага, так и ее рассеивания. Анализ регионального и локального уровней сейсмичности Северо-Западного Кавказа проведен на основе разработанной схемы тектонического строения консолидированной коры и положения границы Восточно-Черноморской микроплиты и Скифской плиты (рис. 4).

К основным локальным сейсмогенерирующим структурам Северо-Западного сегмента Большого Кавказа следует отнести Анапский и Сочинский блоки северо-восточного фланга Восточно-Черноморской микроплиты, имеющие более высокую избыточную плотность по сравнению с вмещающими их структурами, а также Западнокавказский межплитный разлом. Анапский блок, судя по рисунку структуры гравитационного поля (рис. 2), «вдавливается» в фундамент Скифской плиты. Сочинский блок, ограниченный с севера Северозападным разломом, а с юга Причерноморским, испытывает, по-видимому, лишь реверсные движения (чередование фаз сжатия и растяжения), что приводит к миграции очагов землетрясений с магнитудой 2.0–4.0.

Дифференциальные движения Анапского и Сочинского блоков консолидированной коры формируют, главным образом, современную сейсмичность Северо-Западного Кавказа. Зависимость величины максимальной магнитуды землетрясений Большого Кавказа от площади сейсмогенерирующего блока консолидированной коры

показана в работе [Стогний, Стогний, 2017], так, землетрясения с $M > 6.0$ локализованы в блоках площадью 100–300 тыс. кв. км. Площадь Анапского и Сочинского сейсмогенерирующих блоков не превышает 4 тыс. кв. км, что ограничивает предельные размеры очага и максимальную (6.0) магнитуду землетрясений.

Период наибольшей активизации Западнокавказского межплитного разлома можно отнести к 1879 г. (Нижнекубанское землетрясение-1), в XXI веке в его зоне произошли землетрясения 09.11.2002 г. и 10.12.2012 г. с $M = 4.6–4.7$. Крымский межплитный разлом на отрезке Керченского и Таманского полуостровов был наиболее сейсмоактивным в историческое время. Эпицентры исторических землетрясений (рис. 4) приурочены к южному борту Индоло-Кубанского прогиба, а их очаги расположены в области резкого уменьшения мощности земной коры от 45–55 (Керченский полуостров и Северо-Западный Кавказ) до 40–35 км (Индоло-Кубанский прогиб). Практически все эпицентры крупных исторических сейсмических событий Керченского и Таманского полуостровов находятся в контурах Керченско-Таманской региональной магнитной аномалии (рис. 4).

Для Крымско-Кавказской сейсмической зоны характерны коровые землетрясения, а распределение верхнемантийных землетрясений как по площади, так и по глубине очага крайне неравномерно. В ее пределах можно выделить три наиболее хорошо изученных района проявления верхнемантийных землетрясений с магнитудой $M \leq 4$: Керченско-Таманский, Терско-Сунженский и юго-западная часть Среднего Каспия. По работе [Гобаренко и др., 2016] гипоцентры слабых ($M < 4$) землетрясений с глубиной 50–90 км Керченско-Таманского района формируют сейсмофокальную зону, погружающуюся в северном направлении под углом примерно 30° , в связи с чем предполагается субдукция Восточно-Черноморской микроплиты под Скифскую плиту. Эпицентры землетрясений с глубиной очага более 50 км сконцентрированы главным образом в пределах Фанагорийского блока на небольшой площади (20×30 км), а севернее они имеют рассеянный характер. Локальный характер проявления очагов землетрясений на глубинах более 50–80 км в большей степени отвечает сейсмогеодинамической модели реологической неоднородности верхней мантии, а не процессу субдукции Восточно-Черноморской микроплиты.

Территорию Керченского и Таманского полуостровов авторы публикации [Акопян и др., 2017] отнесли к потенциально опасной зоне проявления землетрясений с $M \geq 5$ в ближайшие 10 лет по модели деформационных волн от Рачинских землетрясений 1991 г. По нашему мнению Таманский и Новороссийский разломы (рис. 4) будут являться буфером для деформационных волн от Рачинских землетрясений 1991 г. и наиболее вероятным местом предполагаемых землетрясений может стать Анапский сейсмогенерирующий блок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ регионального и локального уровней сейсмичности Северо-Западного Кавказа проведен на основе разработанной по результатам интерпретации геолого-геофизических материалов схемы тектонического строения консолидированной коры и положения границы Восточно-Черноморской микроплиты и Скифской плиты, представленной Крымским и Западно-кавказским разломами. Земная кора Скифской плиты в области взаимодействия плит тектонически расслоена, что привело к «взбрасыванию» ее слоев с последующим изостатическим прогибанием границы Мохо до 55–60 км под орогеном Большого Кавказа. За границу М Восточно-Черноморской микроплиты с корой континентального типа принята сейсмическая граница в интервале глубин 35–45 км.

Современную сейсмичность Северо-Западного Кавказа формируют главным образом реверсные напряжения, создаваемые сейсмогенерирующими Анапским и Сочинским блоками северо-восточного фланга Восточно-Черноморской микроплиты, и тектонические напряжения в зоне Западнокавказского межплитного разлома. Площадь Анапского и Сочинского блоков не превышает 4 тыс. кв. км, что ограничивает предельные размеры очага и максимальную (6.0) магнитуду землетрясений. Западнокавказский межплитный разлом наиболее сейсмоактивным является в своей западной части.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // Физика Земли. 2017. № 1. С. 34–53.
Буш В.А. Глубинное строение фундамента Скифской плиты // Геотектоника. 2014. № 6. С. 39–54.

Варданетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т. XIX. Вып. 6. С. 1066–1074.

Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шеремет Е.Е. Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // Геотектоника. 2016. № 4. С. 68–87.

Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. редакторы П.П. Степанов, М.А. Якушевич. ВНИИ «Геофизика». М.: 1990.

Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.

Егоркин А.В., Золотов Е.Е., Недядько В.В., Ракитов В.А. Региональные особенности глубинного строения Предкавказья по данным профиля МОВЗ Ейск–Ставрополь–Каспийское море // Геофизика. 2007. № 5. С. 22–25.

Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 6. С. 119–134.

Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 600–610.

Кравченко С.Н., Орлюк М.И., Русаков О.М. Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии // Геофизический журнал. 2003. Т. 25. № 2. С. 135–144.

Крутиховская З.А., Елисеева С.В., Марковский В.С. Исследование региональных магнитных аномалий древних щитов. Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. Киев. 1984. С. 122–132.

Никонов А.А. Сейсмический потенциал Крымского региона: сравнение региональных карт и параметров выявленных событий // Физика Земли. 2000. № 7. С. 53–62.

Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев: Эмко. 2003. 226 с.

Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.

Плошко В.В. Формационный тип альпинотипных гипербазитов (на примере Восточно-Европейской платформы, Кавказа, Карпат). Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Сибирской платформы. М.: Наука. 1977. С. 214–253.

Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Геотектоника. 2010. № 5. С. 31–40.

Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегаантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.

Стогний Г.А., Стогний В.В. Тектонические условия сейсмичности Северо-Западного сегмента и южного склона Центрального сегмента Большого Кавказа. Глубинное строение, минералогия, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов. Воронеж: Научная книга. 2016. С. 383–387.

Стогний Г.А., Стогний В.В. Сейсмичность Большого Кавказа с позиции блоковой делимости земной коры // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества (ЧЭС). 2017. № 2. С. 86–95.

Стогний Г.А., Стогний В.В. Крымско-Кавказский сегмент границы Восточно-Черноморской плиты: геоло-

лого-геофизический аспект // Геофизика. 2017а. № 6. С. 51–55.

Хаин В.Е. Основные этапы развития региона. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. Краснодар: Кубан. гос. ун-т. 2009. С. 172–184.

Шемпелев А.Г. Западный Кавказ по геофизическим данным // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 69–76.

Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Кухмазов С.У. Глубинное строение западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным // Геотектоника. 2017. № 5. С. 20–29.

Шемпелев А.Г., Фельдман И.С., Окулесский Б.А., Кухмазов С.У. Результаты МОВЗ и МТЗ по Туапсинскому профилю // Геофизика. 2002. № 5. С. 55–59.

Seismotectonic Model of the Northwest Caucasus: Geological-Geophysical Aspect

G. A. Stogny^a and V. V. Stogny^{a,*}

^aKuban State University, Krasnodar, 350040 Russia

e-mail: stogny_vv@mail.ru

Received February 16, 2018

In connection with the seismic hazard assessment of the Black Sea coast of Russia, the problem of the formation of seismicity in the Northwest Caucasus in the context of recent kinematics of the East Black Sea microplate is relevant, and the boundary of the microplate with the Scythian plate, in our opinion, should be considered among the most debatable issues. This problem is studied based on the tectonic scheme of the consolidated crustal layer of the Northwest Caucasus relying on the analysis of the geological and geophysical data. It is shown that the interplate boundary is represented by the Crimean and West Caucasian faults and that the crust of the Scythian plate is tectonically stratified in the region of the plate interaction which led to the overthrusting of its layers with the subsequent isostatic downwarping of the Moho to a depth of 55 to 60 km beneath the Greater Caucasus Orogen. The tectonic structure of the northeastern flank of the East Black Sea microplate is determined by the Anapa and Sochi blocks having significant excess density. The formation of seismicity of the Northwest Caucasus is mainly associated with the reverse stresses created by the seismogenic Anapa and Sochi blocks and with the tectonic stresses in the zone of the West Caucasian interplate fault. The area of the Anapa and Sochi blocks is at most 4000 square kilometers, which constrains the limiting source size and the maximum (6.0) magnitude of the earthquakes.

Keywords: seismotectonics, tectonic stresses, maximum magnitude