УДК 551.434 (234.918)

НЕОТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ МЕГАСВОДА БОЛЬШОГО КАВКАЗА С ЧЕРНОМОРСКОЙ МЕГАВПАДИНОЙ

© 2021 г. С. А. Несмеянов¹, О. А. Воейкова^{1,*}

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук (ИГЭ РАН) Уланский пер., 13, стр. 2, Москва, 101000 Россия *E-mail: voa49@mail.ru Поступила в редакцию 26.01.2021 г. После доработки 08.02.2021 г.

Принята к публикации 16.02.2021 г.

Среди вариантов сочленения мегасвода Большого Кавказа с Черноморской мегавпадиной рассматривались: зона субдукции, надвиг, крутая флексура и флексурно-разрывная зона. При интерпретации истории развития этих смежных мегаструктур целесообразно опираться на комплекс детальных геолого-геофизических и геоморфологических материалов. Изучение неотектоники на основе оротектонического метода выявило различие раннеорогенной и позднеорогенной юго-западных границ мегасвода. Раннеорогенным бортом мегасвода Большого Кавказа служит его граница с Туапсинским краевым прогибом, выполненным олигоцен-миоценовыми отложениями майкопской серии. На позднеорогенной стадии установлено погружение значительной части западной периферии мегасвода и "втягивание" в воздымание Адлерской впадины, являвшейся на раннеорогенной стадии восточной частью Туапсинского прогиба. Предложено неоструктурное районирование современного шельфа, который отличается меньшей дифференцированностью блоковых структур, чем прибрежные части мегасвода. Юго-западной границей современного шельфа и Туапсинского прогиба служит фрагмент Южной Крымско-Кавказской флексурно-разрывной шовной зоны. Позднеорогенное погружение части мегасвода свидетельствует о тафрогенном воздействии расширяющейся Черноморской мегавпадины на ороген Большого Кавказа. В четвертичном периоде это воздействие проявилось в активизации наложенных, преимущественно поперечных грабенов.

Ключевые слова: мегасвод, мегавпадина, ороген, шельф, прогиб, грабен, надвиг, флексурно-разрывная зона, неотектонический этап, раннеорогенная и позднеорогенная стадии, оротектонический метод DOI: 10.31857/S086978092103005X

ВВЕДЕНИЕ

Динамичное хозяйственное освоение береговой и шельфовой зон Черноморского побережья России, где уже сооружены различные трубопроводы и строятся портовые сооружения, актуализирует необходимость неотектонических исследований, связанных с определением условий формирования, оценкой и прогнозом развития структур, для обеспечения геоэкологической безопасности территорий размещения ответственных и др. инженерных объектов и проживающего там населения.

Общеизвестно, что западно-кавказский шельф наложен как на элементы Туапсинского краевого прогиба, выполненного преимущественно раннеорогенными молассами майкопской серии, так и на доорогенные образования периферической части Большого Кавказа, оказавшиеся в пределах современного Черного моря. Следовательно, граница новейшего орогена и Черноморской мегавпадины не оставалась постоянной, а смещалась. Динамика соотношения этих макрорегиональных структур объясняется с различных позиций.

Традиционная позиция, которую можно считать исходной, предполагает расширение здесь морской впадины за счет глубинных процессов преобразования земной коры и верхней мантии (В. В. Белоусов, Е. Е. Милановский и др.).

Столь же традиционная мобилистская концепция рассматривает смещение границ Кавказских орогенов и Черноморскй мегавпадины в результате взаимодействия перемещающихся по латерали Африкано-Аравийской и Евразиатской систем литосферных плит (В. Е. Хаин, Е. В. Артюшков, С. А. Ушаков, Л. П. Зоненшайн и др.). В последнее время процесс перемещения литосферных плит и микроплит предлагается и здесь осложнить движением террейнов (А. М. Никишин и др.). Но все эти подходы характеризовали данное взаимодействие указанных мегасвода и мегавпадины только в самом общем виде. Цель представленного исследования — охарактеризовать новейшую перестройку южного борта мегасвода западной части Большого Кавказа и оценить структурное положение современного достаточно узкого черноморского шельфа. Для достижения данной цели гораздо эффективнее использовать существующий комплекс детальных геолого-геофизических и геоморфологических материалов.

1. СОЧЛЕНЕНИЕ МЕГАСВОДА БОЛЬШОГО КАВКАЗА С ТУАПСИНСКИМ ПРОГИБОМ И ПОЛОЖЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО ШЕЛЬФА

О характере сочленения Туапсинского прогиба с мегасводом Большого Кавказа можно судить преимущественно по косвенным данным. Дело в том, что "северное узкое и крутое крыло прогиба на временных разрезах МОГТ¹ записано быть не может" [21].

На смыкающем крыле трассируемой здесь части Южной Крымско-Кавказской флексурноразрывной зоны [13] между Утришем и Геленджиком коренные выходы эоцена установлены драгированием на глубинах от 250 до 1 000 м [24]. Размах крыла по кровле эоцена составляет 5—9 км, а средняя его крутизна — 40° . По аналогии с Сочинским районом допускается существование здесь надвиговых структур [21]. В прилегающей к этому крылу зоне наблюдается увеличение мощностей палеоцен-эоценовых отложений до 2 км, в то время как на южном крыле Туапсинского прогиба их мощность не превышает первых сотен метров (там же, с. 99).

Следовательно, раннеорогенный прогиб своей северо-восточной прибортовой частью наследует более узкий и маломощный флишевый прогиб. Поскольку на южном крыле Туапсинского прогиба мощность меловых отложений всего 1–1.5 км, то ее нарастание к Новороссийскому синклинорию, вероятно, совпадает с северным бортом более позднего Туапсинского прогиба (там же). Соответственно, этот борт представляет собой структурный шов, по которому в позднегеосинклинальную или раннеорогенную эпоху произошла инверсия знака вертикальных движений. В мезозое активные прогибания располагались к северу от этого шва, а в кайнозое – к югу от него.

Строение данного сочленения может в деталях интерпретироваться по-разному, но в целом, поскольку у бровки шельфа эоценовые породы обнаружены драгированием в коренном залегании, а в 10–15 км мористее кровля эоцена зафиксирована сейсмопрофилями на глубинах 9–10 км, то эта структура рассматривается как "огромный флексурообразный перегиб" [10]. Несмотря на то, что строение перегиба в сейсмозаписи не читается, предполагается, что этот перегиб "нарушен крупноамплитудными надвигами". Последнее предположение основывается на следующих фактах:

 северный борт Адлерской впадины, являющейся явным юго-восточным продолжением Туапсинского прогиба, нарушен Пластунским надвигом, по которому породы палеоцена, эоцена и верхнего мела перекрывают мощные аналоги майкопской серии;

2) в северо-западном замыкании Туапсинского прогиба морской сейсморазведкой зафиксирован крутой надвиг с амплитудой смещения по кровле эоцена 1.5–2 км, по которому Анапский выступ сочленяется с прогибом [10].

Поэтому северо-восточным ограничением Туапсинского раннеорогенного прогиба часто считается надвиг, служащий морским продолжением Пластунского или Воронцовского надвигов [9]. Между ним и современным берегом располагается шельф. В некоторых профильных реконструкциях в пределах данного флексурного сочленения рисуется структурная ступень, ограниченная надвигами, обоснования которой не приводится [23].

Более рациональным является представление о существовании позднеорогенной Южной Крымско-Кавказской флексурно-разрывной шовной зоны на сочленении орогена Большого Кавказа и Черноморской мегавпадины [11, 13]. Но более детальная расшифровка строения этой структуры нуждается в дополнительных материалах.

Для уточнения строения всего комплекса разновозрастных новейших структур в зоне сочленения мегасвода и мегавпадины на основе оротектонического метода [14] анализировались строение рельефа, геологии, неоструктурного районирования, данные по возрастному расчленению рельефа, деформациям морских террас [13, 15, 17, 23]. Представление о строении изученной части шельфа и континентального склона опиралось на опубликованные сейсмопрофили МОГТ [10, 21], которые, как было отмечено выше, не достигают прибрежных частей шельфа (рис. 1). Эти данные позволили анализировать деформации одновозрастных морских стратиграфических и наземных геоморфологических уровней, сопоставляя разномасштабные геофизические и геоморфологические профили.

Было выбрано 3 профиля (с северо-запада на юго-восток), ориентированных по морю на юговосток от: 1) восточной части Цемесской бухты; 2) траверза р. Пшада и 3) траверза пос. Лазаревский. Соответственно профили именуются: Новороссийский, Пшадский и Лазаревским, и опираются на исходные профили, включающие следующие элементы [10, 17, 21, 23]:

¹ Метод общей глубинной точки.



Рис. 1. Карта фактического материала для построения комплексных геолого-геоморфологических профилей: *1* – граница площади геофизических работ; *2*–*4* – линии профилей: *2* – геофизических [21], *3* – геолого-геоморфологических [13], *4* – комплексных (см. рис. 2–4).

 Новороссийский профиль: II геологический, 37 МОГТ, IV геолого-геоморфологический профили (рис. 2);

 Пшадский профиль: III геологический, 39 МОГТ, VI геолого-геоморфологический профили (рис. 3);

 Лазаревский профиль: IV геологический, 48 МОГТ и IX геолого-геоморфологический профили (рис. 4).

Для расшифровки строения рассматриваемой территории выбрано два следующих коррелятных уровня, каждый из которых включает сходные по возрасту стратиграфические (в морской части) и геоморфологические (на суше) составляющие, деформации которых отражают соответственно строение ранне- и позднеорогенных структур и движений:

a) для изучения морфологии раннеорогенных структур:

– в морской части наиболее представителен опорный отражающий сейсмический горизонт IIa, отвечающий кровле эоценовых отложений; повсеместная маломощность отложений, накопившихся в первой половине олигоцена, позволяет достаточно надежно определить положение в разрезе подошвы майкопской серии, т.е. подошвы новейших отложений [21]; в наземной части достаточно уверенно картируется раннеорогенный (Р₃-N¹₁, т.е. майкопский) геоморфологический уровень;

б) для изучения морфологии позднеорогенных структур и суммарных позднеорогенных вертикальных тектонических движений:

 в морской части использовались опорные отражающие горизонты: Ia — кровля майкопской серии, хорошо фиксирующаяся на всех современных разрезах сейсмопрофилей МОГТ [10], и стратиграфически близкий к нему горизонт I кровля среднего миоцена;

- в наземной части наиболее представителен

"сарматский" (N_1^3) , а точнее позднесарматский геоморфологический уровень.

Следует отметить, что четвертичные отложения деформированы существенно иначе, чем более древние. Поэтому в пределах позднеорогенной стадии могут выделяться две подстадии, отражающие существенную структурную перестройку в пределах Туапсинского прогиба.

Общим для морской части всех профилей были следующие обстоятельства [10]:

 существенное различие в деформированности подошвы и кровли майкопских отложений в северной части Туапсинского прогиба, свидетельствующее о глинистом диапиризме в майкопских отложениях и большей вторичной деформи-



Рис. 2. Новороссийский геолого-геоморфологический профиль I: *1–3* – разрывные нарушения: *1* – доорогенные, *2–3* – позднеорогенные (*2* – сквозные, *3* – внутриформационные); *4* – геологические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); *5* – геоморфологические уровни; *6* – амплитуда разрывного смещения; *7–9* – индексы позднеорогенных структур: *7–8* – разрывных (см. табл. 1): *7* – переходящих с суши на шельф, *8* – морских; *9* – блоковых структур (см. табл. 2).



Рис 3. Пшадский геолого-геоморфологический профиль II. (Условные обозначения см. рис. 2).

рованности позднеорогенных отложений по сравнению с низами раннеорогенных отложений и слабо деформированной подошве майкопской серии; существование разрывов, нарушающих позднеорогенные отложения и не проникающих в низы раннерогенных отложений; часть из них не доходила до земной поверхности дна моря;



Рис. 4. Лазаревский геолого-геоморфологический профиль III. (Условные обозначения см. рис. 2).



Рис. 5. Схема районирования позднеорогенных структур зоны сочленения западной части мегасвода Большого Кавказа с Черноморской впадиной: *1*–*2* – границы: *1*– зоны, *2* – сегментов; *3*–*4* – разрывные нарушения: *3* – сбросы, *4* – циркообразные сбросы; *5*–*6* – индексы разрывных структур (см. табл. 2): *5* – переходящих с суши на шельф, *6* – морских; *7*– индексы блоковых структур (см. табл. 1); *8* – линии комплексных профилей и их номера (см. рис. 2–4).

 кроме того, отмечались небольшие разрывы, деформирующие подошву новейших отложений, но не проникающие в позднеорогенные отложения.

В то же время, в пределах рассматриваемой территории, безусловно, присутствуют сквозные разрывы, рассекающие все новейшие и более древние отложения и выраженные в рельефе. В результате выявилось блоковое строение позднеорогенного шельфа и материкового склона (рис. 5, табл. 1 и 2), и можно сделать следующие общие выводы:

 прикавказский шельф и материковый склон имеют в целом крупноблоковое строение;

 новейшие позднеорогенные структуры шельфа и материкового склона принципиально отличаются от подобных структур мегасвода Боль-

Таблица 1. Блоковые структуры зоны сочленения западной части мегасвода Большого Кавказа и Черноморской мегавпадины

Индекс структуры	Название	Тип			
1	Анапский сегмент				
1a	Анапский	выступ			
2	Геленджикский сегмент				
2a	Новороссийская	группа блоков			
2a-1	Абрауско-Геленджик- ский	прибрежный под- нятый блок			
2a-2	Южноабрауский	присклоновый			
		опущенный блок			
3	Туапсинский сегмент				
3a	Джубгинская	группа блоков			
3a-1	Джубгинский	прибрежный блок			
3a-2	Южноджубгинский	опущенный блок			
36	Туапсинский	блок			
3в	Южнолазаревский	блок			
4	Сочинский сегмент				
4 a	Южноварданинский	блок			
4б	Южносочинский	блок			
4в	Южноадлерский	блок			

шого Кавказа, во-первых, меньшей дифференцированностью, во-вторых, отсутствием крупных грабенообразных структур;

 наиболее характерной чертой строения современного шельфа является последовательная ступенчатость блоков, разделенных малоамплитудными разрывами (линеаментами); – неотектоническое позднеорогенное строение шельфа и материкового склона коренным образом отличается от расположенной мористее глубоководной части (глубина порядка 1.7–2 км), рельеф которой осложнен диапировыми поднятиями. В нем почти не выражен вал Шатского, четко фиксирующийся в деформациях подошвы новейших (майкопской серии) отложений. Этот вал, по геофизическим данным, частично проявляется в распределении мощностей плиоценовых отложений и не прослеживается в распределении мощностей четвертичных отложений и в деформациях их подошвы (отражающий горизонт В) [21].

Выявились сложные соотношения ранне- и позднеорогенных структур. На раннеорогенном подэтапе граница Туапсинского прогиба и мегасвода Большого Кавказа была, по-видимому, очень резкой. Ряд исследователей, как отмечалось выше, проводят здесь надвиг на продолжении Пластунского надвига в Воронцовской зоне [10, 21]. Флексурно-разрывная позднеорогенная зона проходит косо по отношению к этой раннеорогенной границе (рис. 6). Соответственно разные части флексурно-разрывной зоны располагаются на раннеорогенных фрагментах как южной периферии мегасвода Большого Кавказа, так и северной зоны Туапсинского краевого прогиба.

В пределах *Новороссийского профиля* (см. рис. 2) в море расположен значительный фрагмент раннеорогенного края мегасвода Большого Кавказа, соответствующий Абрауско-Геленджикскому прибрежному блоку (2а-1). В его южной части фиксируется присбросовый уклон верхней части флексурно-разрывной зоны. Основная флексурная деформация флексурно-разрывной шовной зоны и северный борт Туапсинского раннеоро-



Рис. 6. Структурное положение флексурно-разрывных зон на схеме соотношения ранне- и позднеорогенных структур Туапсинского прогиба: *1*–*4* – структурные элементы Туапсинского прогиба: *1* – граница прогиба, *2* – ось прогиба, *3* – изолинии кровли эоцена (км), *4* – оси диапировых складок (*3*–*4* по [10]); 5 – Пластунский раннеорогенный надвиг [9]; *6*–*8* – позднеорогенные структуры: *6* – активные разрывы, *7*–*8* – флексурно-разрывные зоны (*7*– Южная Крымско-Кавказская, *8* – Западно-Кавказская).

Индекс структуры	Название	Тип
113	Западноутришский	сброс
114	Южноабрауский	сброс
116	Джанхотский	сброс
120	Джубгинский	сброс
126	Кадошский	сброс
128a	Агойский (Восточнокуйбышевский)	поперечный сброс
129	Туапсинский	поперечный сбросо-сдвиг
133	Кипарисовый	сброс
134	Ашейский	поперечный сброс
139	Солониковский	сброс
140a	Головинский	поперечный сброс
140	Шахинский	поперечный сброс
143	Нижнебууский	сброс
145	Учдеринский	поперечный сброс
148	Южномамайский	поперечный сброс
155	Южноахунский	сброс
158	Приморскосочинский	сброс
м1	Южноабрауский нижнесклоновый	циркообразный сброс
м2	Архипо-Осиповский среднесклоновый	сброс
м3	Южноджубгинский нижнесклоновый	сброс
м4	Макопсинский верхнесклоновый	сброс
м5	Ашейский верхнешельфовый	циркообразный сброс
м6	Лазаревский верхнешельфовый	сброс
м7	Южношахейский верхнесклоновый	сброс
м8	Приморскосочинский верхнесклоновый	сброс
м9	Адлерский верхнешельфовый	сброс
м10	Южнолазаревский нижнесклоновый	сброс
м11	Южнотуапсинский среднесклоновый	поперечный сброс
м12	Южноадлерский среднесклоновый	поперечный сброс

Таблица 2. Разрывные структуры зоны сочленения запад	ной части мегасвода	Большого	Кавказа и ч	Черноморо	ской
мегавпадины					

генного краевого прогиба локализуются в пределах узкого Южноабрауского присклонового блока (2а–2). Этот блок ограничен сбросами, южный из которых является продолжением Джубгинского сброса (120) на суше. Величина флексурной части перегиба достигает по подошве новейших моласс (майкопской серии P_3 –N₁) 7 км. Собственно разрывные смещения по обоим упомянутым разрывам, по-видимому, не превышают 1 км. Судя по характеру смещений кровли и подошвы раннеорогенных моласс, Джубгинский сброс активизировался преимущественно на позднеорогенной стадии.

Северный Абрауско-Геленджикский блок (2а–1) слабо деформирован. В его южной части флексурный перегиб только намечается. А на большей части этого блока к земной поверхности

приближены доорогенные (доновейшие) литифицированные отложения, в том числе верхнемеловые. Этот блок ограничен с севера Джанхотским (116) сбросом, отделяющим шельфовые структуры от подходящих с севера и косо к ним ориентированных позднеорогенных структур Абрауского брахисвода [13].

В пределах *Пшадского профиля* (см. рис. 3) строение флексурно-разрывной зоны существенно меняется. Здесь в ее пределах выделяется два крупных продольных блока: 1) Джубгинский прибрежный (3а–1) и 2) Южноджубгинский (3а–2). В каждом из них фиксируется значительная и соразмерная флексурная деформация (с вертикальной амплитудой соответственно 3 км в блоке 3а–1 и 5 км в блоке 3а–2). Смещение по разрывам в целом на порядок меньше, но наибольшая амплитуда (порядка 1 км) относится к разделяющему упомянутые блоки Архипо-Осиповскому верхнесклоновому сбросу (м2). Смещение по краевым Джубгинскому сбросу (120) и Южноджубгинскому нижнесклоновому сбросу (м3) составляет сотни метров.

Здесь раннеорогенный край мегасвода незначителен, и флексурно-разрывная зона и северный край Туапсинского прогиба сближены с современным берегом моря. Современный шельф сужен и занимает северный край Джубгинского прибрежного блока (3а–1).

Учитывая сказанное, можно считать, что в данном сечении северный край раннеорогенного Туапсинского прогиба трассируется в южной части Джубгинского блока (3а–1), но основной перегиб приходится на зону осевого Архипо-Осиповского среднесклонового сброса (м2) и Южноджубгинский блок (3а–2). Прибрежный Джубгинский блок (3а–1) представлял на раннеорогенной стадии геологического развития слабо опущенное южное крыло мегасвода Большого Кавказа.

На *Лазаревском профиле* (см. рис. 4) собственно флексурный перегиб с амплитудой до 5 км новейшей флексурно-разрывной зоны и северный край Туапсинского прогиба локализуются в южной части одного крупного структурного блока — Южнолазаревского (3в), который с севера и юга ограничен сбросами: Лазаревским верхнешельфовым (м3) и Солониковским (139) с амплитудами соответственно в первые сотни и десятки метров. В северной части этого блока располагались: 1) раннеорогенная часть мегасвода Большого Кавказа, и 2) современный шельф, где абразией срезана значительная часть палеогеновых отложений.

Суммируя сказанное, можно заключить, что строение Южной Крымско-Кавказской флексурно-разрывной зоны существенно различно на трех приведенных профилях. Однако на всех этих профилях в пределах указанной зоны располагались северный борт раннеорогенного Туапсинского прогиба и южный край одновозрастного орогена Большого Кавказа. Во всех сечениях амплитуда флексурного перегиба существенно больше амплитуды разрывных смещений. Флексурное смещение развивалось в течение всего новейшего этапа геологического развития, а разрывные смещения – преимущественно на позднеороенной его стадии. Современная флексурноразрывная зона восточнее сечет как локальные структуры юга Адлерской впадины, так и подходящие с запада диапировые позднеорогенные складки [10, 21]. Флексурно-разрывная зона в пределах Адлерской впадины претерпела весьма существенную перестройку. Ее северный край сместился на позднеорогенной стадии от Воронцовской шовной зоны на юг в прибрежную Имеретинскую низменность.

2. ИСТОРИЯ СТРУКТУРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК И ФОРМИРОВАНИЕ ЮЖНОЙ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ФЛЕКСУРНО-РАЗРЫВНОЙ ЗОНЫ

Прикавказская часть Южной Крымско-Кавказской флексурно-разрывной зоны сформировалась в полосе неоднократных структурных перестроек. Можно выделить несколько крупных этапов с различным ее строением и существенными структурными перестройками на их границах.

Доорогенный этап

Доорогенный этап делится на два подэтапа: позднемезозойский и палеоцен-эоценовый.

Позднемезозойский подэтап. К северу от рассматриваемой зоны и, по-видимому, захватывая значительную ее западную часть в конце юрского и мелового периода располагался Новороссийско-Лазаревский синклинорий, к югу от которого простиралась Адлерско-Абхазская относительно приподнятая зона, часто трактуемая в качестве зоны срединных массивов геосинклинали [1, 3, 4]. Границей между этими крупными поясами восточнее в районе городов Сочи и Адлер служила узкая антиклинальная зона Ахцу-Кацирха. Она сложена мальмскими рифогенными известняками, свидетельствующими, что еще с конца юрского периода эта краевая (промежуточная) антиклинальная зона располагалась на границе геосинклинали южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. В конце раннего мела произошло оживление тектонических движений, обусловившее инверсионную перестройку в приосевой зоне Новороссийского прогиба, приведшую к образованию Семигорского относительного поднятия, Тхабской и Анапско-Агойской подзон прогибания. Последняя оставалась относительно опущенной по сравнению с более южной Адлерско-Абхазской зоной.

Палеоцен-эоценовый подэтал. В палеоценэоцене вдоль современного шельфа Западного Кавказа сформировался узкий (шириной около 20–30 км) флишевый прогиб (Тунская синклиналь) глубиной до 1.5–2 км [21]. На участке континентального склона от Утриша до Геленджика драгированием на глубинах от 250 до 1 000 м установлены коренные выходы эоцена [24]. Наибольшую ширину этот прогиб имел, по-видимому, в районе Анапского выступа. На южном крыле Туапсинского прогиба мощность палеоцен-эоценовых отложений не превышает первых сотен метров [21].

Орогенный этап

По современным представлениям [2], начало роста орогена Большого Кавказа относится к позднему эоцену, а на рубеже эоцена и олигоцена началось быстрое флексурное погружение Туапсинского прогиба. Орогенный этап делится на два подэтапа (или стадии).

Раннеорогенный подэтап характеризуется формированием Туапсинского прогиба шириной до 50 км и глубиной до 5 км. Ось его была приближена к северному борту. Последний на востоке определялся развитием Воронцовской системы крупных надвигов (фронтальным обычно считается Пластунский надвиг). На северо-западном замыкании Туапсинского прогиба морской сейсморазведкой также зафиксирован крутой надвиг с амплитудой по кровле эоцена до 1.5-2 км. На этом основании подобный раннеорогенный надвиг предполагается вдоль всего северного борта Туапсинского прогиба [10]. Соответственно мегасвод Большого Кавказа, ограниченный с юга этим надвигом, был существенно шире современного.

Позднеорогенный подэтап. С позднеорогенным подэтапом связана активизация формирования Южной Крымско-Кавказской флексурно-разрывной зоны. Последняя, очевидно, наложилась на ряд более древних шовных структур: 1) западное продолжение мезозойской антиклинальной гряды Ахцу-Кацирха, 2) палеоцен-эоценовый прогиб Тунской синклинали, 3) надвиговый северный борт раннеорогенного Туапсинского прогиба [1, 13, 18, 21]. Считается, что основная фаза надвигообразования в Туапсинском и Сорокинском краевых прогибах произошла в среднем сармате. При этом в Туапсинском прогибе надвиговые структуры характеризовались пологим детачментом по глинистым отложениям нижнего майкопа, не нарушенным разрывами [2].

Таким образом, позднеорогенная флексурноразрывная зона, так или иначе, наследует местоположение целого ряда разнотипных и разновозрастных пограничных (шовных) структур. Очевидно, она является современным структурным выражением зон сложных пограничных структурных перестроек. При этом неоднократно менялся знак относительных вертикальных движений по краям и в пределах флексурно-разрывной зоны. В конце мезозоя повышенные прогибания располагались к северу от нее, в палеоцене и эоцене — на месте этой зоны, в новейшее время к югу от нее.

На позднеорогенном подэтапе здесь граничат структуры новейшей раннеорогенной части мегасвода Большого Кавказа и Черноморской депрессии. При этом между современным орогеном и флексурно-разрывной зоной расположен слабо дислоцированный шельф. Граница шельфа и флексурно-разрывной зоны проходит внутри широких блоковых структур и проводится довольно условно по началу увеличения уклона структурных поверхностей (см. рис. 6).

Различия в строении прибрежных структур и Южной Крымско-Кавказской флексурно-разрывной зоны и их соотношения со смежными структурами позволяют выделить здесь четыре сегмента.

Анапский сегмент соответствует Анапскому выступу (1а), имеющему треугольную форму и представляющему собой опущенный западный полусвод смежного Абрауского брахисвода (44). Эти структуры разделены Западноутришским сбросом (113), разрывная зона которого осложнена системой сейсмотектонических и сейсмогравитационных дислокаций [18]. Позднеорогенная флексурно-разрывная зона наложена здесь на южный край Анапского выступа.

Геленжикский сегмент (см. рис. 2) относительно узок и расположен почти целиком на фрагменте раннеорогенного края мегасвода Большого Кавказа (блок 2а–1). Основная флексурная деформация и северный борт Туапсинского раннеороргенного краевого прогиба локализуются в пределах узкого южного края флексурно-разрывной зоны (блок 2а–2). Граница Геленджикского и Туапсинского сегментов располагается на продолжении Джубгинского сброса (120).

Туапсинский сегмент (см. рис. 3, 4) значительно расширяется в средней своей части, располагаясь в равной мере на северном борту Туапсинского прогиба и южного края мегасвода Большого Кавказа. Основная амплитуда флексурного перегиба относится к смежным частям указанных структур. Граница Туапсинского и Адлерского сегментов, по-видимому, отвечает продолжению Шахинского сброса (140).

Адлерский сегмент располагается практически целиком в пределах раннеорогенного Туапсинского прогиба, ориентируясь диагонально к оси последнего. Здесь позднеорогенная флексурноразрывная зона отделяет наиболее прогнутую восточную часть данного прогиба от его северо-восточной периклинальной части — Адлерской впадины [13]. При этом позднеорогенные диапировые складки пересекают южный край флексурноразрывной зоны [10, 21].

Адлерская впадина на раннеорогенной стадии представляла собой северо-восточную краевую часть Туапсинского краевого прогиба, расположенную перед фронтом Центрального сегмента мегасвода и практически замещающую собой Южную прибортовую зону в Западном сегменте мегасвода. А на позднеорогенной стадии эта часть краевого прогиба оказалась "втянутой" в воздымания и стала элементом Южной прибортовой зоны мегасвода (рис. 7).



Рис. 7. Соотношение основных структур западной части мегасвода Большого Кавказа с краевыми прогибами: 1-3 – мегасвод Большого Кавказа: 1-2 – Западный сегмент: 1 – зона осевой цепи брахисводов, 2 – Северная и Южная прибортовые зоны; 3 – Центральный сегмент; 4-6 – границы мегасвода: 4 – северная стабильная, 5-6 – южные: 5 – ранеорогенная, 6 – позднеорогенная; 7-8 – границы элементов мегасвода: 7 – сегментов, 8 – зон; 9-11 – флексурноразрывные зоны: 9 – Северная Крымско-Кавказская, 10 – Западно-Кавказская, 11 – Южная Крымско-Кавказская; 12 – раннеорогенный краевой надвиг; 13 – пликативная граница Туапсинского прогиба (12, 13 по [9]).

В результате становится очевидной существенная перестройка южного борта Западного сегмента мегасвода Большого Кавказа. На раннеорогенной стадии край мегасвода совпадал с северо-восточным бортом Туапсинского прогиба и включал на западе ныне погруженный Анапский выступ. На востоке Западного сегмента мегасвода северо-восточное окончание Туапсинского прогиба (современная Адлерская впадина) замещало Южную прибортовую зону мегасвода. На позднеорогеной стадии Анапский выступ и значительная часть прежде широкой Южной прибортовой зоны опустилась и была занята шельфом, по северо-восточной границе которого ныне проходит край мегасвода. Но восточнее в его пределы оказалась "втянута" воздыманиями часть Туапсинского прогиба, ставшая Адлерской впалиной.

Следовательно, на большей части Западного сегмента мегасвода Большого Кавказа произошло определенное наступание Черноморской депрессии на край мегасвода в конце новейшего этапа геологического развития. Это наступание сопровождалось опусканием вала Шатского и перекосом Туапсинского прогиба. Параллельно происходило становление Таманского полуострова и отмирание Керченко-Таманского прогиба, поперечного к простиранию Крымско-Кавказской цепи орогенов [13].

3. СТРОЕНИЕ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Из всего изложенного выше ясно, что доновейшие и новейшие структуры кардинально различаются не только по расположению, но и по своему стилю. Если новейшие структуры имеют преимущественно блоковый характер, то более древние, обычно фиксируемые при геологической съемке, характеризуются развитием складчатых форм, сопровождаемых соскладчатыми разрывами, преимущественно надвигового и взбросо-надвигового характера. Поэтому новейшие (особенно позднеорогенные) структуры являются в районах развития палеогеновых и более древних пород в основном дискордантно наложенными.

Сам шельф неоднороден. Его западная часть в основном сформирована по мел-палеогеновому флишу, и лишь фронтальный край и верхи материкового склона сложены породами неогеновой и четвертичной систем, т.е. относятся к Туапсинскому прогибу. Восточная часть шельфа (район Большого Сочи) образовалась целиком на новейших, преимущественно раннеорогенных (олигоцен-миоценовых) молассах, формирующих восточную часть Туапсинского прогиба [13].

3.1. Неотектоника западной части приорогенного шельфа

Неотектоника западной части приорогенного шельфа понимается неоднозначно. Выше на примере трех синтетических (геолого-геофизических и геоморфологических) профилей была установлена крупноблоковость позднеорогенных структур и их несовпадение со структурами раннеорогенными. При этом среди относительно редких активных разрывов явно преобладают продольные.

Следует отметить существование для отдельных частей зоны сочленения Большекавказского орогена и Черноморской мегавпадины тектонических схем с чрезвычайно большой плотностью продольных и поперечных разрывов, часто пересекающихся без взаимного смещения. Такие схемы мало информативны, а часто и бездоказательны, поскольку, как правило, опираются на применение линеаментного анализа без учета возрастного расчленения рельефа и деформаций соответствующих геоморфологических уровней. Так, на схеме, составленной под руководством Л.И. Лобковского [6, 7], на суше и на шельфе явно преобладают разрывы поперечного к кавказскому побережью (северо-восточного) простирания. При этом не указываются ни тип разрывных нарушений, ни направление разрывных смещений, не анализируется должным образом и вопрос о возрасте рассматриваемых разрывных нарушений.

На этой и подобных схемах не учитывается и доказанное для Западного Кавказа существование весьма значительной структурной перестройки не только в начале, но и в пределах новейшего этапа геологического развития. Поэтому такие схемы требуют тщательной проверки и согласования со схемой неоструктурного районирования, составленной для наземной части мегасвода с применением оротектонического метода [13] и учитывающей тектонические деформации плейстоценовых морских террас [17].

На территории западной части шельфа и материкового склона проведены сейсмическое профилирование и сейсмоакустическая съемка. Они позволили в верхней части геологического разреза отделить слабо консолидированные осадочные отложения мощностью до 6–14 м от "коренных сильнодислоцированных пород" акустического фундамента, в котором фиксируются складки [22, с. 360–361]. По наличию несогласий выше акустического фундамента (А) выделяется два сейсмоакустических слоя (Б и С). Предполагается, что подошва рыхлых отложений отвечает "посткарангатской регрессии, которая соответствовала последнему оледенению" [22, с. 364].

В ряде случаев фиксируются уступы в рельефе со смещением всех сейсмоакустических слоев

[22]. Такие уступы, очевидно, отражают молодые, активные разрывные смещения.

Более детальные исследования на Джубгинском участке показали, что шельф осложнен уступами и валами. Эти уступы обычно рассматриваются в качестве абразионных [25, с. 405]. Однако они хотя бы частично могут отвечать и неотектоническим уступам разрывной природы. Три или две линии этих уступов прерывисто прослеживаются вдоль шельфа.

Указывается также, что большинство подводных каньонов связано с молодыми разрывами и что верхняя часть материкового склона до глубин 250–300 м наиболее сильно тектонически нарушена. Здесь "выявлены тектонически раздробленные ступени, субвертикальные уступы" [25, с. 403].

Следует отметить, что шельф рассматриваемой территории входит в пределы крупной зоны возможных очагов землетрясений (зоны BO3) с сейсмическим потенциалом не менее $M_{max} = 5.5$ [8, 13]. При этом большинство разрывов, выявленных сейсморазведкой, считаются сейсмоактивными. Допускается также, "что по региональным сейсмологическим данным для Западного Кавказа наиболее вероятно возникновение за период 10000 лет землетрясения с M = 7.4" [7, с. 378]. Для района г. Туапсе известно землетрясение с M = 5.3 [там же, с. 379]. Поэтому нельзя исключать возможность возникновения здесь сейсмотектонических дислокаций при землетрясениях с максимальной магнитудой [20].

3.2. Неотектоника шельфа района Большого Сочи

Шельф рассматриваемой территории характеризуется глубинами до 200 м при ширине 5—15 км и представляет собой относительно выровненную молодой абразией поверхность, полого наклоненную от береговой линии к континентальному склону. Здесь абразией практически уничтожены плейстоценовые и более древние элементы рельефа. Поэтому геоморфологическими методами могут выявляться только самые молодые активные разрывы и линеаменты.

Методика неоструктурного районирования территории Черноморского шельфа не разработана, а представления о его строении опираются на различные концепции, по-разному подтвержденные фактическим материалом.

Основным исходным материалом для трассировки морских линеаментов служила батиметрическая карта масштаба 1:200000. На ней сечение горизонталей составляет для большей части шельфа 5 м, а для его фронтальных частей — 50 м. Поэтому в условиях достаточно выровненной молодыми эрозионными процессами поверхности шельфа удается фиксировать только наиболее крупные



Рис. 8. Активные разрывы и линеаменты шельфовой зоны района Большого Сочи: *1*–2 – активные разрывы: *1* – трассируемые на суше и переходящие на шельф, *2* – морские; *3* – морские линеаменты; *4*–5 – индексы разрывов: *4* – наземных, *5* – морских; *6* – индексы линеаментов.

формы рельефа, в том числе структурно обусловленные.

На шельфе присутствуют как новейшие, т.е. активные разрывы, зафиксированные на суше, так и сопровождающиеся менее четкими перегибами в рельефе собственно шельфовые линеаменты (рис. 8).

Активные разрывы, выявленные на суше и продолжающиеся на шельфе, представлены сбросами. Для них сохранена индексация, применявшаяся ранее [13].

Шельф в рассматриваемом регионе состоит из трех основных частей, по-видимому, отвечающих продольным структурным элементам блокового типа²:

a) прибрежная отмель с глубинами до 20–30 м и шириной 1–4 км,

б) развитый повсеместно среднешельфовый склон на глубинах от 20–30 до 100 м, шириной порядка 4–5 км;

в) сохранившаяся фрагментарно между верховьями подводных каньонов фронтальная часть с глубинами до 150–200 м и шириной 3–6 км.

Прямолинейность границ этих частей свидетельствует о разрывном их сочленении. Данный набор основных элементов сегментирован поперечными или диагональными разрывами и линеаментами.

Следует отметить, что общая выровненность шельфа обусловливает малую точность нанесения линеаментов. Эта выровненность связана с молодостью рельефа шельфа, которая была создана многочисленными неоплейстоценовыми трансгрессиями. Последняя из них произошла в основном уже в голоцене. Поэтому на шельфе разрывные смещения орографически выражены гораздо хуже, чем на суше и на материковом склоне.

Данное обстоятельство в свою очередь свидетельствует о том, что даже слабо проявившиеся на шельфе разрывные смещения являются очень молодыми, а сами разрывы, получившие даже небольшое орографическое проявление, — весьма активными.

3.3. Характер сочленения современных орогена и шельфа

Южная прибортовая зона рассматриваемой части мегасвода Большого Кавказа детально изучена и в целом делится на две подзоны — северозападную Джанхотскую и юго-восточную Большого Сочи с рубежом в районе г. Туапсе [11—13, 17]. Поэтому необходимые соотношения в большинстве мест проявляются достаточно определенно, несмотря на то, что орография (батиметрия) подводного рельефа выявлена гораздо хуже, чем наземного.

Джанхотская подзона Южной прибортовой зоны мегасвода почти на всем своем протяжении ограничена системой достаточно крупных разрывов, трассирующихся непосредственно вдоль береговой линии. К ним относятся (с запада на восток): Западноутришский, Южноабрауский, Джанхотский, Джубгинский и Киселевский сбросы. Доказательством их пограничной роли является то, что к ним косо или торцово причленяется с севера большое число разрывов мегасвода. Так, к Западноутришскму сбросу причленяются Марфовский и Суккинский сбросы; к Южноабраускому – Дюрсинский, Большехуторской, Борисовский и Мысхакский сбросы; к Джанхотсккому – Кабардинский, Яшамбайский и Мезыбский сбросы; к Джубгинскому – Краснощельский, Де-

² Предшествующими исследователями также выделялись для полигона пос. Архипо-Осиповка – пос. Джубга три сходные элемента шельфа: 1) береговой или прибойный участок с глубинами до 30 м, 2) центральная шельфовая платформа между изобатами 30-70 м и 3) внешняя часть шельфа с большими глубинами [22]. Местами внешняя зона шельфа опущена до глубин 100-200 м [25, с. 403].

гуабский, Устьвуланский; Североджубгинский, Западнолермонтовский, Нижнешапсугский, Восточночайкинский сбросы, а к Киселевскому – Восточнокуйбышевский сброс [13, 15].

К востоку от Туапсе располагается цепь пограничных прибрежных морских разрывов (м4 – Макопсинский верхнесклоновый, м5 – Лазаревский верхнешельфовый, м6 – Южношахинский среднесклновый и 158 – Приморскосочинский сбросы), разделенных последовательно Солониковским (139), Головинским (140а) и Южномамайским (148) сбросами. Здесь также имеется ряд сбросов, причленяющихся к пограничным (например, Ашейский – 134, Шахинский – 140, Нижнебууский – 143, Учдеринский – 145 сбросы) (см. рис. 8, табл. 2). Далее к востоку граница проходит поперек Адлерской впадины.

Таким образом, практически повсеместно интенсивно раздробленный активными поднеорогенными разрывами южный край орогена Большого Кавказа сопрягается по продольным разрывам со слабо дифференцированным узким шельфом. А этот шельф южным своим краем частично заходит в пределы Южной Крымско-Кавказской флексурно-разрывной зоны и раннеорогенного Туапсинского прогиба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал позволяет выбрать из существующих противоречивых представлений явно преобладающие позиции по основным спорным вопросам о характере сочленения орогена западной части мегасвода Большого Кавказа и Черноморской мегавпадины. Так, было установлено, что на ранеорогенной стадии вдоль Южного края орогена сформировался Туапсинский краевой прогиб, выполненный аналогами майкопской серии. На позднеорогенной стадии эта раннеорогенная система структур претерпела существенные преобразования. В частности, активное разрастание Черноморской мегавпадины привело к погружению вала Шатского и большей части Туапсинского прогиба. В результате этого Туапсинский прогиб оказался перекошенным с существенно опущенным юго-западным крылом. По морфологии кровли майкопских отложений северный борт прогиба на 4–5 км приподнят над южным. В настоящее время глубина прогиба по подошве мезозоя превышает 12 км, по кровле мела – низам палеоцена достигает 10 км, по кровле зоцена или подошве новейших моласс – 9 км, a по кровле майкопской серии или подошве позднеорогенных отложений 2-5 км.

Рассмотрение неотектоники зоны сочленения западной части мегасвода Большого Кавказа с Черноморской мегавпадиной показало, что шельф и его береговая зона формируются при сложном воздействии этих двух крупнейших новейших структур. Наиболее характерными чертами этой зоны можно считать следующие.

1. Относительно узкий и слабо дислоцированный шельф на юго-востоке пересекает восточную часть прогиба, отделяя от него современную Адлерскую впадину. Современный шельф отличается меньшей дифференцированностью блоковых структур, чем прибрежные части мегасвода.

2. Выявлено различие раннеорогенной и позднеорогенной юго-западных границ мегасвода, свидетельствующее: 1) о погружении на позднеорогенной стадии значительной части западной периферии мегасвода, и одновременно 2) о "втягивании" в позднеорогеническое воздымание Адлерской впадины, служившей на раннеорогенной стадии восточной частью Туапсинского прогиба.

3. Надвиговая раннеорогенная граница Туапсинского прогиба в Адлерской впадине преобразовалась на позднеорогенной стадии в Воронцовскую шовно-блоковую зону [16].

4. Юго-западной границей современного шельфа и Туапсинского прогиба служит фрагмент Южной Крымско-Кавказской флексурноразрывной шовной зоны.

5. Позднеорогенное погружение части мегасвода свидетельствует о тафрогенном воздействии расширяющейся Черноморской депрессии на ороген Большого Кавказа; в четвертичном периоде это воздействие проявилось также в прогибании краевых, поперечных к оси мегасвода тафрогенных грабенов (Суккинского, Абраудюрсинского, Новороссийского, Геленджикского, Криничного, Лермонтовского, Куйбышевского (Агойского), Кичмайского совместно с Устьшахейским, Мацестинского [13, 15]). Не исключена тафрогенная природа и для ряда диагональных к побережью грабенов, раскрывающихся в сторону моря.

6. Узость зоны развития неоплейстоценовых морских террас Черноморского побережья свидетельствует о разрывной природе сочленения современного шельфа с краем орогена Большого Кавказа. Современная подвижность этого сочленения подтверждается его повышенной сейсмической активностью, особенно явной на юго-восточном его фланге, где к этому Прибрежному комплексу разрывов тяготеет ось фокальной зоны Сочинского роя землетрясений [5]. Сейсмичность северо-западного фланга данного сочленения подтверждается также сейсмотектоническими структурами Абрауского полусвода (район Малого и Большого Утришей и др.). Некоторые исследователи предполагают здесь "тотальную сейсмотектоническую переработку" рельефа побережья [19].

Все сказанное выше о характере сочленения орогена западной части мегасвода Большого Кавказа и Черноморской мегавпадины необходимо

учитывать при инженерных изысканиях и строительном проектировании для оценки тектонической опасности и прогноза современной активности разрывных смещений, в том числе, смещений за срок службы проектируемых и функционирующих инженерных сооружений; выявления сейсмогенерирующих структур, как основы для выделения зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ); при поисках водоносных структур, а также для построения количественных палеогеографических и палоэкологических реконструкций различного назначения.

Статья подготовлена в рамках выполнения государственного задания и плана НИР по теме № г.р. АААА-А19-119022190076-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Шмидт Г.А. Геолого-геофизические материалы для выделения сейсмогенерирующих структур Северо-Западного Кавказа и смежных областей // Матер. по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 44–80.
- Баскакова Г.В., Никишин А.М. Выделение основных тектонических событий по данным 2Д–3Д сейсморазведки в районе Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов и прилегающих территорий // Проблемы тектоники континентов и океанов. Матер. LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 1. С. 60–64.
- 3. Геология СССР. Т. 10. Грузинская СССР. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 656 с.
- Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968. 759 с.
- 5. Землетрясения в СССР в 1971 г. М.: Наука, 1975. 240 с.
- Лобковский Л.И., Мерклин Л.Р., Ковачев С.А. и др. Изучение сейсмичности дна Черного моря на участке трассы газопровода Джубга – Самсун с помощью донных сейсмических станций. М.: ЦИОБ, 1999. 246 с.
- Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А. Детальные сейсмологические исследования с донными сейсмографами у Кавказского побережья Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 373–380.
- 8. Материалы по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991. 100 с.
- 9. *Мейснер А.Л.* Основные разломы вала Шатского и их влияние на формирование структуры Восточно-Черноморского региона // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2009. № 4. С. 14–19.
- Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб впадина с автономной складчатостью // Геотектоника. 1998. № 5. С. 76–85.
- 11. *Несмеянов С.А.* Основные черты неоструктурного районирования Северо-Западного Кавказа // ДАН СССР. 1986. Т. 291. № 6. С. 1449–1453.

- Несмеянов С.А. Приповерхностные новейшие структуры Северо-западного Кавказа и смежных областей // Матер. по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 4–44.
- Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
- 14. *Несмеянов С.А.* Оротектонический метод. М.: ООО "Миттель Пресс", 2017. 376 с.
- Несмеянов С.А. при участии Г.А. Андреевой, И.И. Бархатова, Т.С. Бондаревой, Л.Т. Лютой. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. Карта м-ба 1:200 000 М.: ПНИИИС, 1995. 40 листов.
- 16. *Несмеянов С.А, Воейкова О.А.* Неотектоника Воронцовской зоны и проблема молодых надвигов на Западном Кавказе // Геоэкология. 2020. № 4. С. 3–20.
- Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.
- Несмеянов С.А., Шмидт Г.А., Щеглов А.П. Морфоструктурное положение сейсмодислокаций южного склона Западного Кавказа // Геоморфология. 1987. № 3. С. 74–79.
- Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. О тотальной сейсмотектонической переработке южного склона Северо-западного Кавказа // ДАН. 2017. Т. 476. № 4. С. 431–434.
- Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. М.: ПНИИИС, 1985. 73 с.
- Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины / Кол. авт: Д.А. Туголесов, А.С. Горшков, Л.М. Мейснер и др. М.: Недра, 1985. 215 с.
- 22. Торгунаков А.В., Мерклин Л.Р., Шимкус К.М. и др. Новые представления о строении шельфа Кавказского побережья от пос. Архипо-Осиповка до пос. Джубга по данным высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 358–367.
- Туголесов Д.А., Соловьев В.В. Тектоника и сейсмичность прикавказской части Черного моря // Отечественная геология. 1995. №8. С. 37–46.
- 24. Шимкус К.М., Маловицкий Я.П., Шуменко С.И. Коренные породы со дна Черного моря // Геологогеофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Изд-во Института Океанологии АН СССР, 1979. С. 26–44.
- 25. Шимкус К.М., Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д., Лобковский Л.Т., Торгунаков А.В., Мерклин Л.Р. О роли неотектоники оползневых и эрозионно-аккумулятивных процессов в формировании прикавказской материковой окраины // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 402–416.

NEOTECTONICS OF CONJUNCTION ZONE BETWEEN THE GREATER CAUCASUS MEGAVAULT AND THE BLACK SEA MEGADEPRESSION

S. A. Nesmeyanov^a and O. A. Voeykova^{a,#}

^a Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Ulanskii per., 13, str. 2, Moscow, 101000 Russia [#]E-mail: voa49@mail.ru

The conjunction between the Greater Caucasus megavault and the Black Sea megadepression was previously interpreted as a subduction zone, a thrust, steep flexure, and a **flexure-fault** zone. Interpretation of the development history of these two conjugated megastructures should be based on the detailed geological-geophysical and geomorphological data. The orotectonic analysis permitted us to distinguish between the early and late orogenic southwestern boundaries of the megavault. The early orogenic megavault side of the Greater Caucasus includes its boundary with the Tuapse foredeep filled with the Oligocene-Miocene deposits of the Maikopian Series. At the late orogenic stage, a significant part of the western periphery of the megavault sank and the Adler Depression rose. At the early orogenic stage, this depression was the eastern part of the Tuapse foredeep. The neostructural zoning of the modern shelf is suggested, showing a lower differentiation of block structures than the coastal parts of the megavault. The border between the modern shelf and the Tuapse foredeep is a fragment of the South Crimean-Caucasian flexural-discontinuous suture zone. Late orogenic subsidence of the megavault part indicates the taphrogenic effect of the expanding Black Sea megadepression on the Greater Caucasus orogen. In the Quaternary period, this effect was manifested in the activation of super-imposed, mainly transverse grabens.

Keywords: megavault, megadepression, orogen, shelf, foredeep, graben, overthrust, **flexure-fault** zone, neotectonic stage, early orogenic and late orogenic stages, orotectonic method

REFERENCES

- Barkhatov, I.I., Nesmeyanov, S.A., Shmidt, G.A. Geologo-geofizicheskie materialy dlya vydeleniya seismogeneriruyushchikh struktur Severo-Zapadnogo Kavkaza i smezhnykh oblastei [Geological and geophysical materials for outlining seismogenerating structures in the Northwestern Caucasus and the adjacent areas]. Materialy po seismicheskomu raionirovaniyu Severo-Zapadnogo Kavkaza [Materials on seismic zoning of the North-West Caucasus]. Moscow, Nauka Publ. 1991. P. 44–80. (in Russian)
- Baskakova, G.V., Nikishin, A.M. Vydelenie osnovnykh tektonicheskikh sobytij po dannym 2D-3D seismorazvedki v raione Tuapsinskogo i Kerchensko-Tamanskogo progibov i prilegayushchikh territorii [Identification of the main tectonic events according to 2D-3D seismic survey in the area of the Tuapse and Kerch-Taman troughs and adjacent territories]. Problemy tektoniki kontinentov i okeanov. Materialy LI Tektonicheskogo soveshchaniya [Problems of tectonics of continents and oceans. Proc. LI Tectonic workshop]. Moscow, GEOS Publ., 2019. V. 1. P. 60–64. (in Russian)
- 3. *Geologiya SSSR, Gruzinskaya SSR*. [Geology of the USSR. Georgian SSR]. V. 10. Part 1, Moscow, Nedra Publ., 1964, 656 p. (in Russian)
- 4. *Geologiya SSSR. Severnyj Kavkaz* [Geology of the USSR. The Northern Caucasus]. V. 9. Part 1. Moscow, Nedra Publ., 1968, 759 p. (in Russian)
- 5. Zemletryaseniya v SSSR v 1971 g. [Earthquakes in the USSR in 1971]. Moscow, Nauka Publ., 1975, 240 p. (in Russian)
- 6. Lobkovskii, L.I., Merklin, L.R., Kovachev, S.A. et al. Izuchenie seismichnosti dna Chernogo morya na uchastke trassy gazoprovoda Dzhubga–Samsun s pomoshch'yu donnykh seismicheskikh stantsii [Seismicity study at the

Black Sea bottom within the section of the Dzhubga-Samsun gas pipeline route using the bottom seismic stations]. Moscow, TsIOB Publ., 1999, 246 p. (in Russian)

- Lobkovskii, L.I., Kuzin, I.P., Kovachev, S.A. Detal'nye seismologicheskie issledovaniya s donnymi seismografami u Kavkazskogo poberezh'ya Chernogo morya [Detailed seismologic studies with bottom seismic stations near the Caucasian coast of the Black Sea]. Kompleksnye issledovaniya severo-vostochnoi chasti Chernogo morya [Comprehesnive studies in the northeastern part of the Black Sea]. Moscow, Nauka Publ., 2002. P. 373–380. (in Russian)
- 8. *Materialy po seismicheskomu raionirovaniyu Severo-Zapadnogo Kavkaza* [Materials on seismic zoning of the Northwestern Caucasus]. Moscow, Nauka Publ., 1991, 100 p. (in Russian)
- 9. Meisner, A.L. Osnovnye razlomy vala Shatskogo i ikh vliyanie na formirovanie struktury Vostochno-Chernomorskogo regiona [The main faults of the Shatsky rampart and their influence on the formation of the structure in the East Black Sea region]. Vestnik MGU, Ser. 4, Geologiya. 2009. № 4. P. 14–19. (in Russian)
- Meisner, L.B., Tugolesov, D.A. *Tuapsinskii progib vpadina s avtonomnoi skladchatost'yu* [Tuapse foredeep as a depression with autonomous folding]. *Geotektoni-ka*, 1998. № 5. P. 76–85. (in Russian)
- 11. Nesmeyanov, S.A. Osnovnye cherty neostrukturnogo raionirovaniya Severo-Zapadnogo Kavkaza [The main features of the neostructural zoning of the North-West Caucasus]. DAN SSSR, 1986. V. 291. № 6. P. 1449–1453. (in Russian)
- 12. Nesmeyanov, S.A. Pripoverkhnostnye noveishie struktury Severo-zapadnogo Kavkaza i smezhnykh oblastei [Near-surface recent structures of the North-West Caucasus and adjacent areas]. Materialy po seismiches-

komu raionirovaniyu Severo-Zapadnogo Kavkaza [Materials on seismic zoning of the North-West Caucasus]. Moscow, Nauka Publ., 1991. P. 4–44. (in Russian)

- 13. Nesmeyanov, S.A. *Neostrukturnoe raionirovanie Severo-Zapadnogo Kavkaza (operezhayushchie issledovaniya dlya inzhenernykh izyskanii)* [Neostructural zoning of the North-West Caucasus (preliminary study for engineering surveys)]. Moscow, Nedra Publ., 1992, 254 p. (in Russian)
- 14. Nesmeyanov, S.A. *Orotektonicheskii metod* [Orotectonic method] Moscow, Mittel Press, 2017, 376 p. (in Russian)
- Nesmeyanov, S.A. et al. *Neostrukturnoe raionirovanie* Severo-Zapadnogo Kavkaza. Karta m-ba 1 : 200000 [Neostructural zoning of the Northwestern Caucasus. The map of a scale 1 : 200 000]. Moscow, PNIIIS Publ., 1995. (in Russian)
- 16. Nesmeyanov, S.A, Voeikova, O.A. *Neotektonika Vorontsovskoi zony i problema molodykh nadvigov na Zapadnom Kavkaze* [Neotectonics of the Vorontsovskaya zone and the problem of young thrusts in the Western Caucasus]. *Geoekologiya*, 2020. № 4. P. 3–20. (in Russian).
- Nesmeyanov, S.A., Izmailov, Ya.A. Tektonicheskie deformatsii chernomorskikh terras Kavkazskogo poberezh'ya Rossii (Operezhayushchie issledovaniya dlya inzhenernykh izyskanii) [Tectonic deformations of the Black Sea terraces of the Caucasian coast of Russia (Advanced research for engineering surveys)]. Moscow, PNIIIS Publ., 1995, 239 p. (in Russian)
- Nesmeyanov, S.A., Shmidt, G.A., Shcheglov, A.P. Morfostrukturnoe polozhenie seismodislokatsii yuzhnogo sklona Zapadnogo Kavkaza [Morphostructural position of seismic dislocations on the southern slope of the Western Caucasus]. Geomorfologiya, 1987. № 3. P. 74– 79. (in Russian)
- Popkov, V.I., Kritskaya, O.Yu., Ostapenko, A.A., Dement'eva, I.E., Bykhalova, O.N. *O total'noi seismotektonicheskoi pererabotke yuzhnogo sklona Severo-zapadnogo Kavkaza* [On the total seismotectonic processing of the southern slope of the Northwest Caucasus]. *DAN*, 2017. V. 476. № 4. P. 431–434. (in Russian)
- 20. Rekomendatsii po seismicheskomu mikroraionirovaniyu pri inzhenernykh izyskaniyakh dlya stroitel'stva [Recom-

mendations for seismic microzoning during engineering surveys for construction. Moscow, PNIIIS Publ., 1985, 73 p. (in Russian)

- Tugolesov, D.A., Gorshkov, A.S., Meisner, L.M. *Tek-tonika mezo-kainozoiskikh otlozhenii Chernomorskoi vpadiny* [Tectonics of the Mesozoic-Cenozoic sediments of the Black Sea basin. Moscow, Nedra Publ., 1985, 215 p. (in Russian)
- 22. Torgunakov, A.V., Merklin, L.R., Shimkus, K.M. et al. Novye predstavleniya o stroenii shel'fa Kavkazskogo poberezh'ya ot pos. Arkhipo-Osipovka do pos. Dzhubga po dannym vysokorazreshayushchego seismoakusticheskogo profilirovaniya [New ideas about the construction of the shelf of the Caucasus coast from Arkhipo-Osipovka to Dzhubga settlements according to high-resolution seismic-acoustic profiling]. Kompleksnye issledovaniya severo-vostochnoi chasti Chernogo morya [Comprehensive studies of the northeastern part of the Black Sea]. Moscow, Nauka, 2002. P. 358–367. (in Russian)
- 23. Tugolesov, D.A., Solov'ev, V.V. *Tektonika i seismichnost' prikavkazskoi chasti Chernogo morya* [Tectonics and seismicity of the near-Caucasian part of the Black Sea]. *Otechestvennaya geologiya*, 1995. № 8. P. 37–46. (in Russian)
- 24. Shimkus, K.M., Malovitskii, Ya.P., Shumenko, S.I. Korennye porody so dna Chernogo morya [Bedrocks from the bottom of the Black Sea]. Geologo-geofizicheskie issledovaniya Sredizemnogo i Chernogo morei [Geological and geophysical studies of the Mediterranean and Black Seas]. Moscow, Institute of Oceanology, USSR Academy of Sciences, 1979. P. 26–44. (in Russian)
- 25. Shimkus, K.M., Moskalenko, V.N., Evsyukov, Yu.D., Lobkovskii, L.T., Torgunakov, A.V., Merklin, L.R. O roli neotektoniki opolznevykh i erozionno-akkumulyativnykh protsessov v formirovanii prikavkazskoi materikovoi okrainy [On the role of neotectonics of landslide and erosion-accumulative processes in the formation of the Pre-Caucasian continental margin]. Kompleksnye issledovaniya severo-vostochnoi chasti Chernogo morya [Integrated studies of the northeastern Black Sea]. Moscow, Nauka Publ., 2002. P. 402–416. (in Russian)