

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4 : 551.24 (479 + 262.5)

И. Г. АВЕНАРИУС

МОРФОСТРУКТУРЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ
С СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМ КАВКАЗОМ

Зона сочленения Черноморской впадины с Северо-Западным Кавказом расположена в пределах шельфа и континентального склона Черного моря и малодоступна для проведения геологических исследований. Поэтому вопросы тектонического строения этой зоны, решаемые до сих пор практически только по геофизическим данным, трактуются неоднозначно и весьма дискуссионны. Изучая тектоническую природу таких зон, важно использовать морфоструктурный анализ, так как основные генетические и морфологические черты современного рельефа в значительной мере обусловлены новейшими тектоническими движениями.

Морфоструктурные исследования проводились на участке от Керченского пролива до мыса Идокопас. Они включали морфоструктурное «дешифрирование» среднемасштабных карт морфоизобат, анализ эхолотных профилей (соотношение ширины шельфа, уклонов, рельефа отдельных геоморфологических зон: прибрежной, центральной и внешней), изучение относительных превышений и выделение линейных элементов рельефа. На суше применялись традиционные методы: анализ ярусности рельефа, эрозионного расчленения, рисовка морфоизогипс, выделение линейных элементов рельефа, связанных с зонами тектонических нарушений, морфоструктурное дешифрирование космических снимков. Были также использованы материалы по изучению рельефа шельфа и прибрежных зон (Зенкович, 1958; Живаго, 1958; Гурьева, Шарков, 1960; Невесский, 1967) и прилегающей суши (Олюнин, 1953; Благоволин, 1962; Хаин, Муратов, 1963; Федоров, 1978). В итоге на всю исследуемую территорию была составлена схема морфоструктур (рисунок).

Сопоставление результатов морфоструктурного анализа с данными геологического дешифрирования аэрофотоматериалов в прибрежной зоне (Гурьева, Шарков, 1960) и геолого-геофизическими материалами («Земная кора...», 1975; Пекло и др., 1976) показало, что тектонические структуры находят в рельефе шельфа прямое и отчасти косвенное выражение. Таким образом, выделенные морфоструктуры можно рассматривать как новейшие тектонические структуры шельфа, а геоморфологические данные анализировать с позиций оценки направленности и интенсивности новейших движений в пределах разных морфоструктур. Наиболее важными геоморфологическими критериями такой оценки были пространственное размещение на шельфе участков абразии и аккумуляции, а также морфометрические характеристики отдельных участ-

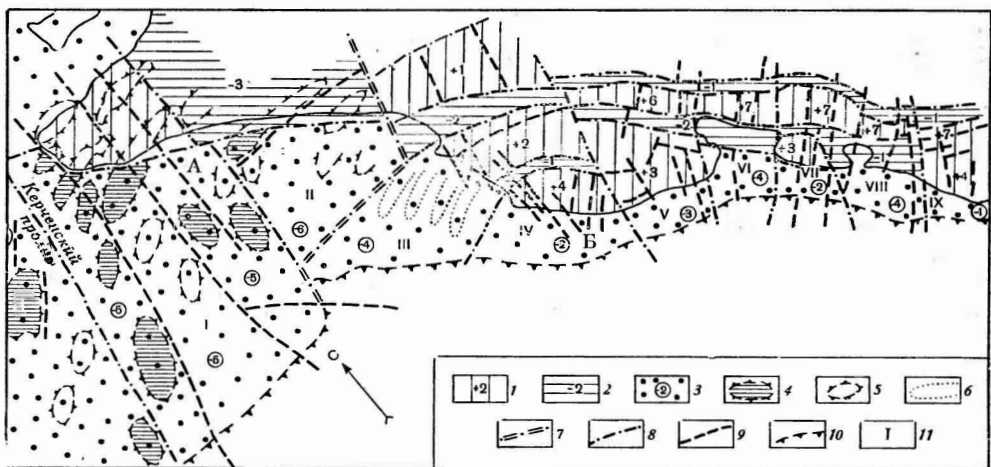


Схема морфоструктурного районирования северо-восточной части шельфа Черного моря. Морфоструктурные области: А — Притаманская, Б — Новороссийская. Морфоструктурные районы на суше: 1 — испытывавшие в новейшее время поднятие (интенсивность поднятия оценена условными баллами от +1 до +7), 2 — испытывавшие в новейшее время относительное погружение (интенсивность погружения оценена в условных баллах от —1 до —3); 3 — морфоструктурные районы на шельфе, испытывавшие в новейшее время относительное и абсолютное погружение (интенсивность погружения оценена условными баллами от —1 до —6); локальные морфоструктуры типа брахискладок, обусловленные явлениями глиняного диапиризма: 4 — отчетливо выраженные в рельефе, 5 — менее отчетливо выраженные в рельефе, 6 — локальные морфоструктуры типа линейных складок; линейные элементы рельефа, соответствующие тектоническим нарушениям, активным в новейшее время; 7 — разделяющие морфоструктурные области, 8 — разделяющие морфоструктурные районы, 9 — прочие; 10 — внешняя граница шельфа; 11 — номера морфоструктурных районов на шельфе: I — Железнодорожский, II — Бугазский, III — Анапский, IV — Утришский, V — Южно-Озеревский, VI — Цемесский, VII — Дообский, VIII — Геленджикский, X — Идокопасский

ков. Так как рельеф шельфа изучаемого района в целом представляет собой позднплейстоценово-голоценовую аккумулятивную равнину (лишь местами абразионно-аккумулятивную), то морфоизобаты практически являются изолиниями деформаций одновозрастной поверхности выравнивания и их, как и морфоизогипсы на суше, можно использовать для относительной количественной оценки активности новейших движений в пределах шельфа.

В результате морфоструктурного анализа в пределах шельфа были выделены две морфоструктурные области — Притаманская и Новороссийская. Притаманская морфоструктурная область характеризовалась в новейшее время интенсивным слабодифференцированным погружением и дальнейшим развитием локальных антиклинальных и синклинальных морфоструктур типа брахискладок, связанных с явлениями глиняного диапиризма пород майкопской серии. На прилегающей суше эта морфоструктурная область шельфа граничит с Таманской областью Керченско-Таманской периклинальной зоны, разделяющей Крымскую и Кавказскую горные системы. Исследования Н. С. Благоволина (1962); («Земная кора...», 1975) показали, что это — район плиоцен-четвертичной складчатости, связанной с явлениями диапиризма, и интенсивными резко дифференцированными по сравнению с другими областями Керченско-Таманской зоны движений в четвертичное время. Новороссийская морфоструктурная область в новейшее время резко отставала в погружении от Притаманской и испытывала дифференцированные блоковые движения по продольным (кавказским) и поперечным тектоническим нарушениям. Морфоструктурный анализ прилегающей суши показал, что в новейшее время главную роль здесь играли блоковые движения, проходившие на

фоне общего сводово-блокового поднятия горного сооружения Кавказа (Милановский, 1968), причем интенсивность поднятия ослабевала в северо-западном направлении, но не плавно, с образованием крупных ступенчатых блоковых морфоструктур (Хаин, Муратов, 1963). Непосредственно к берегу подходят блоковые массивы Абрау, Дооб и Идокопас, а в районе Анапы, Цемесской и Геленджикской бухт — крупная линейная отрицательная сложнопостроенная морфоструктура (Олюнин, 1953). Таким образом, в пределах Притаманской области в новейшее время имело место сочетание блоковых и пликтивных дислокаций, а в Новороссийской ведущую роль играли блоковые движения. Различия генетических типов новейших движений и интенсивности общего погружения предопределили резкое отличие основных черт рельефа в пределах этих морфоструктурных областей.

Кроме морфоструктурных областей в ходе исследования были выделены морфоструктурные районы, а в пределах Притаманской области — мелкие локальные морфоструктуры. Общая характеристика морфоструктурных районов приведена в таблице. Анализ их пространственного расположения показывает, что соотношение интенсивности поднятия (опускания) смежных морфоструктур на суше и на шельфе было однозначным: если из двух морфоструктур на суше одна поднималась более активно, то на шельфе она переходит в морфоструктуру, опускавшуюся менее интенсивно, чем смежная. Это сходство позволяет считать, что в тектоническом отношении на новейшем этапе шельф был прямым продолжением суши, но испытал по сравнению с сушей погружение, обусловившее в ходе новоэвксинской и древнечерноморской трансгрессий (Федоров, 1978) его затопление. Данные морфоструктурного анализа показывают, что генеральные очертания береговой линии в пределах изученной территории предопределены сложной системой разрывных нарушений, которые не теряли активности на протяжении всего новейшего этапа. Определенный интерес представляет участок сочленения морфоструктурных районов Абрау (на суше) и Утришского (на шельфе). Исключительная контрастность рельефа, яркая выраженность и на суше, и на шельфе современных или очень молодых сейсмодислокаций (Островский, 1970) и повышенная общая сейсмичность этого участка на фоне смежных свидетельствуют о том, что на новейшем этапе это был один из наиболее динамичных в тектоническом отношении участков побережья на северо-востоке Черного моря.

В ходе морфоструктурных исследований в пределах зоны перехода от Северо-Западного Кавказа к Черноморской впадине была выделена густая сетка тектонических нарушений. В пределах Притаманской морфоструктурной области ведущей является система субмеридиональных нарушений. Здесь в первую очередь надо отметить давно известный по геолого-геофизическим данным Керченский разлом, предопределивший положение одноименного пролива. Этот разлом выражен в рельефе шельфа ложбиной и разделяет области с разной ориентировкой локальных морфоструктур (ССВ к западу от разлома и СВ к востоку от него); он же является западной границей Притаманской морфоструктурной области. Серия субмеридиональных новейших нарушений осложняет не только шельф, но и прилегающую сушу, где такие нарушения были выделены по серии линейных водотоков, по линейной ориентировке некоторых абразионных уступов и по системам приуроченных к одной линии однонаправленных смещений длинных осей локальных морфоструктур. Таким образом, в новейшей морфоструктуре нашли отражение не только вертикальные движения по отдельным разломам, но и горизонтальные смещения, наличие которых подтверждается геолого-геофизическими материалами (Пекло и др., 1976). Северо-западные и северо-восточные нарушения в районе Притаманской морфоструктурной области являются подчиненными.

Характеристика морфоструктурных районов в зоне сочленения Черноморской впадины с Северо-Западным Кавказом

Морфоструктурные районы		Характеристика морфоструктурных районов прилегающей суши									
		ширина шельфа *, км	глубина внешнего края шельфа *, м	средний уклон шельфа (‰)	уклон вершины части континента * (‰)	характер рисовки морфологизов	характер новейших тектонических дислокаций	интенсивность новейшего прогибания (условные баллы)	средняя абс. высота, м	тип рельефа	активность новейшего поднятия (прогибания)
Области	Железнодорожный	39,0	100	0,0015	0,02	Сложная в северной части, простая неровная — в южной	Блоковые с субмеридиональными нарушениями локальные структуры — брахи-складки диапировой природы, движения новейшего этапа унаследованы от альпийского	Незначительная в северной части, значительная — в южной	80—160	Структурно-денудационный на антиклиналях, аккумулятивный озерный и делювиально-пролювиальный — в синклиналях	Слабоактивное поднятие
		40,0	135	0,003	0,13	Простая неровная					
Приморская	Бугазский										
	Алапский	19,5	100	0,005	0,09	Простая, практически ровная	Складчато-блоковые с многочисленными нарушениями продольной (кавказской) и поперечной ориентировки, локальные структуры — блоковые, движения новейшего этапа в меньшей мере унаследованы от альпийского этапа	Умеренная	240	Эрозионно-денудационный, холмистый	Умеренно активное поднятие
	Утришский	10,3	105	0,010	0,15	Простая ровная		Слабая	480	Эрозионно-денудационный, низкорослый	Весьма активное поднятие
	Южно-Озереваевский	7,7	108	0,014	0,25	»		Незначительная	400	»	Активное поднятие
Цемесский	12,0	100	0,008	—	»	Умеренная		80—160	Эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный флювиальный	Умеренное прогибание	
		Новороссийская									

»	400	Эрозионно-денудационный, низкогорный	Активное поднятие
»	80—160	Эрозионно-аккумулятивный и пролювиально-дельтовый с локальным развитием эрозионно-денудационного	Слабое прогибание
Счень слабая	400	Эрозионно-денудационный, низкогорный	Весьма активное поднятие

Добобский	6,2	70	0,011	0,22	»
Геленджикский	8,6	95	0,011	0,11	Простая неровная
Идокопский	4,0	50	0,017	0,24	Простая ровная

* Отмеченные раздслы составлзны М. Г. Юркевич и Н. Н. Дунаевым.

В пределах Новороссийской морфоструктурной области разломы северо-западного и северо-восточного простираций играют ведущую роль, а меридиональные — подчиненную. Однако кое-где, главным образом вблизи Притаманской области (п-ов Абрау и прилегающая часть шельфа), меридиональные нарушения так же отчетливо выражены в современном рельефе. Из поперечных разломов в рельефе суши и шельфа находят выражение Джигинский, Восточно-Крымский и Геленджикский. В целом система новейших нарушений в Новороссийской морфоструктурной области отличается от Притаманской, еще раз подтверждая принципиальное различие их тектонического развития на новейшем этапе.

В заключение остановимся на вопросе о том, находит ли выражение в рельефе и морфоструктуре поддвиг Черноморской впадины под Северо-Западный Кавказ, наличие которого доказывается геофизическими данными (Ушаков, Иванов, 1977). По мнению ряда авторов («Тектоника...», 1978), зоны поддвига были характерны для этого участка Средиземноморского пояса в течение всего фанерозоя, закономерно смещаясь на юг. В рельефе косвенным признаком процесса поддвига Черноморской впадины под Кавказ кроме генеральной асимметрии хребта (Ушаков, Иванов, 1977) может служить наличие вдоль северо-восточного побережья своеобразного «желоба» — широкого понижения с глубинами до 1500 м, тянущегося от Анапы до Туапсе и отделенного от глубоководной части впадины пологим поднятием (аналог краевого вала?). По геологическим данным, в пределах понижения и поднятия развиты мел-палеогеновые флишевые осадки и майкопские отложения, нарушенные сбросами («Земная кора...», 1975), так что еще в первой половине кайнозоя эта область в геотектоническом отношении представляла единое целое с Северо-Западным Кавказом, точнее с его периферическими районами, где тоже развиты майкопские отложения. Погружение произошло уже в миоцене. Не исключено, что эти морфоструктурные элементы — вал и понижение — существовали в той или иной форме на значительно более ранних этапах, но современный

облик они, по-видимому, приобрели в новейшее время в ходе или после обрушения краев Черноморской впадины. Если в мезозое Индоло-Кубанский прогиб был своего рода окраинным морем, а Кавказ — островной дугой и на северной периферии Тетиса шел поддвиг, то ряд морфоструктурных элементов, характерных для переходной зоны, мог сохраниться и в более позднюю эпоху. Но тогда надо говорить о достаточной древности субокеанической коры в Черноморской впадине, что, по мнению Е. Е. Милановского (1968), доказывается многими геологическими данными. Это не значит, что на месте впадины обязательно должна была существовать глубоководная котловина. Черты субокеанического типа коры характерны, например, для отдельных участков Прикаспийской впадины, где на протяжении всего мезозоя — кайнозоя не было глубоководного бассейна. Возможно, что процесс поддвига, активно протекавший на Кавказе в более раннее время, затухает не сразу или активизируется под влиянием сходного процесса в смежных районах (Letouzey et al., 1977), и его «следы» мы видим в рельефе и в особенностях геофизических полей, которые в этом регионе подобны островодужным («Земная кора...», 1975).

В целом в морфоструктурном плане области сочленения Черноморской впадины с Северо-Западным Кавказом значительно ярче проявились черты самого последнего этапа развития Черноморского региона, который, по данным подавляющего большинства исследователей, характеризовался в плиоцен-четвертичное время значительным опусканием впадины по разломам («Земная кора...», 1975; «Тектоника...», 1978). Развитие такого процесса мы видим, вероятно, на тех участках сочленения Черноморской впадины с Северо-Западным Кавказом, где море по грабенообразным зонам — Цемесской и Геленджикской — вдается в сушу, как бы отчленяя от нее отдельные блоки — массивы Абрау и Дооб. Наряду с этим процессом отмечается активное наступание «безграничной» впадины на участки, соответствующие срединным массивам в альпийской геосинклинальной области: на западе это область сопряжения Черноморской впадины с Бургасской, расположенной в пределах срединного массива Среднегорья (Авенариус, 1978), на востоке — с Колхидской впадиной Закавказского срединного массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Авенариус И. Г. Некоторые вопросы морфоструктурного анализа шельфа Болгарии. В кн. «Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон». Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 112, 1978.
- Благоволин Н. С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гурьева З. И., Шарков В. В. Геологическое строение подводного склона юго-западной части Таманского полуострова. «Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР», т. 13, 1960.
- Живаго А. В. Современные тектонические движения на побережье Балтийского, Черного и Азовского морей. «Тр. ЦНИИГАиК», вып. 123, 1958.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.
- Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей. М., Географгиз, 1958.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Олюнин В. Н. О возникновении основных форм рельефа полуостровов Абрау и Дооб. «Тр. Ин-та географии АН СССР», вып. 58, 1953.
- Островский А. Б. Палеосейсмотектонические дислокации на черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории. В кн. «Комплексные исследования Черноморской впадины». М., «Наука», 1970.
- Пекло В. П., Маливицкий Я. П., Дьяконов А. И., Сидоренко С. Ф. Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. В кн. «Комплексные исследования Черноморской впадины». М., «Наука», 1976.
- Тектоника Средиземноморского пояса. Тез. докл. совещ. М., 1978.
- Ушаков С. А., Иванов О. П. Геодинамическая природа нарушения изостазии в Крымско-Кавказском регионе. В кн. «Тектоника литосферных плит». М., «Наука», 1977.
- Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», т. 310, 1978.

Хаин В. Е., Муратов В. М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Сб. материалов КЮГЭ, вып. 7. М., Гостоптехиздат, 1963.

Letouzey J., Bijou-Duval B., Dorkel A., Gonnard R., Kristchev K., Montadert L., Sungurlu O. The Black-Sea a marginal basin. Geophysical and geological data. International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins. Split (Jugoslavia) 25—29 october 1976. Paris, Editions Technip, 1977.

Институт океанологии
АН СССР

Поступила в редакцию
31.X.1978

MORPHOSTRUCTURES OF THE CONTACT ZONE OF THE BLACK SEA BASIN AND THE NORTH-WESTERN CAUCASUS

I. G. AVENARIUS

Summary

Two large and complicated morphostructural areas can be recognized both at the shelf and at the land within the zone of contact between the Black Sea basin and the North-Western Caucasus: Taman and Novorossiysk areas. The areas differed from each other in morphostructures characteristics, direction and rate of neotectonic movements throughout the Neotectonic stage. Morphostructural analysis allowed to distinguish within the areas morphostructural regions and individual morphostructures differing in neotectonic movements intensity. The most pronounced features of the areas' topography were formed during last (Neogene — Quaternary) stage, characterized with considerable sinking of the basin along fault lines and its enlargement on account of middle masses of the Alpine geosyncline.

УДК 551.4 : 551.24 (474.2)

Р. М. ВАХЕР, А. В. РАУКАС, Э. Х. ТАВАСТ

О РОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ОСТРОВНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ ЭСТОНИИ

Как известно, характерной особенностью рельефа северо-запада Восточно-Европейской равнины является наличие изолированных сложно построенных ледниковых возвышенностей, поднимающихся среди окружающих низин в виде своеобразных «островов». Эти возвышенности получили название островных (Аболтыньш, 1975; Исаченков, Татарников, 1972, и др.). Последнее название, на наш взгляд, не является удачным, так как возвышенности любого генезиса среди окружающих равнин имеют островной характер. Но учитывая, что этот термин укоренился в научной литературе, мы считаем возможным использование его в настоящем сообщении. Тем более что основной целью данного исследования является не разносторонняя характеристика этих возвышенностей, а выявление основных факторов их образования, прежде всего установление роли тектонических движений в их формировании.

Для аккумулятивных островных ледниковых возвышенностей характерны четкие склоны, большие абс. отметки, наличие цоколя коренных пород, значительные мощности четвертичных отложений (более 100—150 м), расчлененный холмистый рельеф и распространение на водораздельных участках платообразных лимнокамов — «звонцев» (Аболтыньш, 1975, и др.). Заметим, что некоторые авторы (Исаченков, Татарников,