

УДК 551.248.2: 470.62/.67

Л.В. Панина

НОВЕЙШИЙ СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Работа посвящена вопросам неотектонического строения и развития Скифской плиты с позднего миоцена. Проведенный структурно-геоморфологический анализ топографических карт и космоснимков, дополненный геолого-геофизическими материалами, включая данные кривых тектонического погружения (back-stripping), позволил выявить парагенез разноранговых разрастающихся новейших поднятий преимущественно субкавказского простирания и сокращающихся впадин, нарушенных субширотными и субмеридиональными слабыми зонами (разрывы, трещиноватость пород). Установленные деформации развиваются под влиянием коллизионных процессов орогена Большого Кавказа.

Ключевые слова: неотектоника, структурно-геоморфологический анализ, дешифрирование, деформация, разрывы, трещиноватость.

The article concerns the neotectonics and development of the Sciphean plate since Late Miocene. The structural-geomorphologic analysis of the topographical maps and space images adding geological-geophysical data including back-stripping allowed to reveal the paragenesis of the Caucasus trend spreading out neogenetic uplifts and reduced depressions broken by sublatitudinal and submeridional weak zones (faults, fractures). The established deformations are developing under Great Caucasus orogen collision process.

Key words: neotectonics, structural-geomorphologic analysis, deciphering, back-stripping, deformation, faults, fractures.

Введение. Накопленный к настоящему времени фактический материал, касающийся новейшей структуры области Скифской плиты, нуждается в обобщении, а иногда и в пересмотре сложившихся представлений. Построенные ранее карты новейшей тектоники охватывают, как правило, отдельные районы Скифской плиты и выполнены для разных временных интервалов. Кроме того, эти материалы зачастую не отражают влияния современных геодинамических процессов, происходящих в окружающих активных в тектоническом отношении регионах, а рассматриваются изолированно от них. Такими ближайшими окружающими системами, которые являются потенциальными источниками или причинами возникновения новейших деформаций в области Скифской плиты, может быть ороген Большого Кавказа с Черноморским и Прикаспийским бассейнами.

Цель статьи — рассмотрение структурного рисунка новейших деформаций, определение степени их унаследованности, истории формирования Скифской плиты с позднего миоцена и тенденции ее развития в контексте с окружающими динамическими системами.

Методика исследований. Для решения этих вопросов использовался структурно-геоморфологический анализ рельефа в комплексе с данными бурения скважин (back-stripping). Привлекались также существующие на сегодняшний день геолого-геофизические материалы как непосредственно для района исследования, так и для окружающих геодинамических

систем. Особое внимание уделялось методам количественного анализа новейших деформаций рельефа.

В основе выполненных построений лежат структурно-геоморфологические исследования, задачей которых является качественная и количественная оценка деформаций структурных форм на конэрозионном этапе развития, а именно с начала стадии морфологического зарождения орографической формы в рельефе до современного ее состояния. Эта методика позволяет определить тип деформаций (складчатых, сводово-складчатых, глыбовых и сводово-глыбовых), степень унаследованности современного структурного плана от древних, современную направленность развития структурных форм. Метод предполагает анализ рельефа в горизонтальных и вертикальных сечениях по топографическим картам и многократно описан в литературе [Костенко, 1999].

По топографическим картам выделяются различно ориентированные блоки и формы рельефа, поднятые и опущенные относительно друг друга на различную величину. Каждый блок характеризуется определенными абсолютными отметками рельефа — амплитудами поднятий за конэрозионный этап без учета плоскостной денудации. Границами этих блоков служат так называемые слабые зоны, под которыми понимаются зоны трещиноватости, дробления пород и разрывов со смещением [Костенко, 1999]. Эти зоны выражаются в избирательном характере линейной и склоновой денудации и зачастую являются границами новейших структурных форм. Обычно слабые зоны разрабатываются крупными и мелкими реками,

временными водотоками, ручьями. Поэтому главным индикатором новейших тектонических деформаций, как дизъюнктивных, так и пликативных, является гидросеть. Слабые зоны зачастую напрямую не выражаются на поверхности в условиях равнинного рельефа. Часто эти зоны, разрабатываемые речными долинами, перекрыты чехлом современных отложений, “замыты” глинистыми осадками. Поэтому говорить об их кинематике подчас достаточно сложно и не всегда корректно. Тем не менее главным критерием их достоверности, на наш взгляд, может служить корреляция выявленных по структурно-геоморфологическим признакам слабых зон с геолого-геофизическими данными, что и было сделано. Выявленные зоны не всегда строго следуют вдоль известных, установленных другими методами разломов, а наследуют их фрагментарно, т.е. лишь на отдельных участках. Более того, разломы глубинных комплексов не всегда напрямую отражаются в рельефе в виде сквозной линии, пересекающей геологический разрез снизу вверх, а лишь проявляются на поверхности в виде прямолинейного участка долины, спрямления русла реки, линейной конфигурации рельефа или его ступени и т.д. Поэтому слабая зона или, лучше сказать, ослабленная зона — это не всегда разрыв сплошности пород, но, несомненно, их нарушение.

Дешифрирование разномасштабных (от 1:1 000 000 до 1:200 000) топографических карт дополнялось дешифрированием космических снимков с использованием компьютерных технологий Arc View.

Построение карт сопровождалось анализом деформаций в вертикальных сечениях по геолого-геоморфологическим профилям. Интерпретация профилей позволяет установить морфологию поднятий и впадин в продольных и поперечных сечениях, выявить особенности строения и деформаций конэрозионных поверхностей, ступеней, эрозионных врезов, а также оценить степень соответствия тектонических деформаций их современному выражению в рельефе, классифицировать их на древние, новейшие новообразованные и унаследованные, оценить их активность на новейшем этапе.

Структурно-геоморфологическая карта, на которой показаны контуры растущих поднятий и впадин, осложненных слабыми зонами, послужила своеобразным каркасом для неотектонических построений. Как известно, на картах новейшей тектоники амплитуды новейших движений показаны в изобазах. В районе исследования они рассчитывались по кривым тектонических движений, построенных по методике back-stripping, предполагающей определение амплитуд и скоростей тектонических движений для различных интервалов времени. В нашем случае эти амплитуды определялись для интервала времени начиная со среднего миоцена по четвертичный период включительно. Достоинством этой методики является определение тектонической составляющей. При этом значения мощности вскрытых отложений принимаются с

учетом поправок за счет уплотнения их с глубиной из-за веса вышележащих пород. Учитываются коэффициент декомпрессии, степень влияния эвстатической составляющей, глубина бассейна осадконакопления, абсолютные отметки рельефа и др. Сопоставление кривых тектонических движений, построенных для различных районов Скифской плиты, позволило рассмотреть новейшую историю геологического развития этого региона в контексте с фазами активизации Кавказского орогена.

С целью определения унаследованности и тенденций развития выявленных неотектонических деформаций привлекались геолого-геофизические, главным образом сейсмические данные МОВ ОГТ и данные гравиразведки, а также результаты анализа скоростей тектонических движений, рассчитанных по методике back-stripping.

Новейший структурный план Скифской плиты. Скифская плита в геоморфологическом отношении представляет собой молодую (эпипалеозойскую) платформенную равнину с абсолютными отметками рельефа, превышающими 500 м на юге, в области ее сочленения с горным сооружением Большого Кавказа, и минимальными значениями менее 0 м в районах Прикаспийской впадины. Наблюдается уменьшение значений амплитуд по мере удаления от Кавказского горного сооружения. Проведенное ранее структурно-геоморфологическое районирование позволило выявить здесь ряд крупных поднятий и впадин, нарушенных системами слабых зон (разрывов, трещиноватости и др.) [Костенко, Панина, 2001]. Анализ кривых тектонических движений, полученных с использованием методики back-stripping, позволил количественно оценить амплитуды поднятия и погружения этих структур начиная с позднего миоцена по настоящее время.

Южную территорию, прилегающую к орогену Большого Кавказа, занимает Предкавказский тыловой прогиб, заложившийся в конце олигоцена—раннем миоцене и выраженный в современной структуре Западно- и Восточно-Кубанской предгорными впадинами на западе и Терско-Каспийской на востоке. Максимальные значения амплитуд погружения установлены в периферических частях Западно-Кубанской и Терско-Каспийской впадин и составляют более 1000 м. Эти впадины разделяются субмеридиональным Ставропольским поднятием, размеры которого значительно увеличились к современной эпохе. Изобазы в его пределах характеризуются высокими положительными значениями от 100 до 500 м и более. Выявленные новейшие структуры первого ранга в целом подчиняются традиционному делению Кавказа и Предкавказья на западный, центральный и восточный сегменты.

Западный сегмент. Западно-Кубанская впадина, открывающаяся в Азовское море, асимметрична, ее южный склон крутой, северный — сравнительно пологий. Граница с орогеном Большого Кавказа

выражена в рельефе флексурой, являющейся отражением зоны Ахтырского разлома, который, согласно данным, полученным методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ), прослеживается глубоко в мантию [Шемпелев и др., 2001]. В мезозойско-кайнозойских комплексах Ахтырский разлом интерпретируется как крупный надвиг, заложившийся на орогенной стадии развития [Попков, 2007]. Северным ограничением Западно-Кубанской впадины традиционно считается субширотный Новотитаровский разлом, прослеживающийся по геофизическим данным на глубину более 20 км и имеющий отражение в современных деформациях рельефа. Впадина наследует Славяно-Рязанский прогиб, где палеозойский фундамент погружен более чем на 11,5 км. Область наибольшего прогибания с амплитудами –1000 м и более приурочена к юго-западной области, пограничной с Азовским морем. Амплитуды прогибания уменьшаются в восточном направлении, по мере приближения к Майкопскому (Адыгейскому) выступу, отражая процесс роста структур Шапсугско-Апшеронского вала, приуроченных к юго-восточному окончанию впадины. На юге впадина осложнена погребенной Анастасиевско-Краснодарской антиклиналью, практически не выраженной в деформациях рельефа.

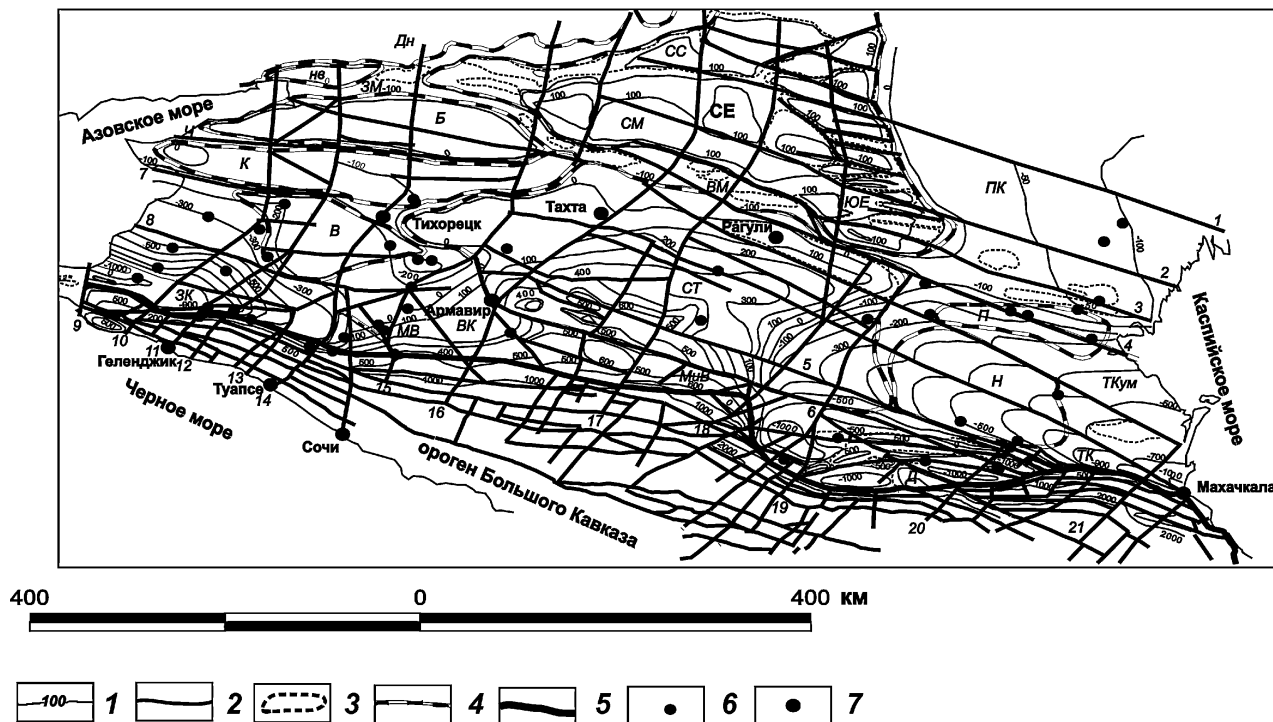
Восточнее расположен Майкопский (Адыгейский) выступ, разделяющий Западно-Кубанскую и Восточно-Кубанскую впадины. В современном рельефе он представляет собой область поднятия, суммарные амплитуды которого колеблются от 0 м на севере до 300 м на юге.

Существенно сократились размеры и увеличились отметки рельефа палеозойской Восточно-Кубанской впадины, которая развивалась как отрицательная структура в течение мезозоя и кайнозоя вплоть до позднего миоцена. В палеозойском структурном плане ей соответствует прогиб глубиной более 8,5 км, осложненный частными выступами на юго-востоке: Спокойненским, Бермамытским, разделенными Удобненской синклиналью, и др. В мел-кайнозойском (“надсолевом”) комплексе по геолого-геофизическим данным выявлена довольно сложная структура, представляющая собой сочетание трех синклиналей северо-западного простирания, разделенных поперечной зоной антиклиналей и осложненных частными поднятиями. В рельефе она выражена высокой равниной и предгорьем с абсолютными отметками, достигающими 500 м на юге, что свидетельствует о вовлечении ее в поднятие на новейшем этапе. Суммарная амплитуда новейших движений начиная с позднего миоцена достигает 300–400 м в ее периферической южной и юго-восточной частях. Восточно-Кубанская впадина раньше втянулась в поднятие, чем Западно-Кубанская. На кривых тектонического прогибания первая стадия поднятия, длившаяся до понта, фиксируется на рубеже 10–9 млн лет.

Затем наступила стадия прогибания, продолжавшаяся до плиоцена, после которой впадина испытывает устойчивую тенденцию к воздыманию.

С севера и северо-востока Западно-Кубанская впадина обрамляется Крыловским и Выселковским поднятиями соответственно (рисунок). Эти поднятия слабо выражены в рельефе (абсолютные отметки Крыловского поднятия увеличиваются с запада на восток от 20 до 129 м) и выделяются по косвенным геоморфологическим признакам — оконтуриванию их склонов речными долинами, которые нередко приурочены к зонам разрывных нарушений фундамента. Так, субширотное Крыловское поднятие ограничено с юга долиной р. Челбас и ее западным продолжением, выраженным в рельефе серией лиманов. Эти лиманы выстраиваются вдоль Бейсугского разлома в палеозойском фундаменте. Последний интерпретируется как главный Азовский надвиг [Попков, 2001]. Здесь расположена новейшая Челбасская впадина, центральная часть которой разрабатывается долиной р. Челбас. На юго-востоке поднятие граничит с северо-западной периклиналью Ставропольского поднятия. Северная граница Крыловского поднятия совпадает с широтными отрезками долин рек Ея и Средний Егорлык, являющимися отражением в рельефе субширотной зоны разрывов в фундаменте. Эта зона разрывов ограничивает с юга Ростовский выступ и систему поднятий Ейского вала и считается шовной структурой на границе древней Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. На северо-востоке и востоке Крыловское поднятие оконтуривается долиной р. Егорлык и ее левым притоком — р. Россыпная. Северо-восточная периклираль поднятия слабо выражена в рельефе и соответствует в структуре палеозойского фундамента Сальскому поперечному поднятию. Западная часть Крыловского поднятия выражена в рельефе и соответствует в мезозойских комплексах Староминской антиклинали. По данным бурения и сейсморазведки антиклиналь осложнена надвигом с южным падением сместителя.

На севере Крыловское поднятие по узкой впадине-долине, разрабатываемой р. Ея, граничит с субширотным Батайским поднятием. Абсолютные отметки последнего колеблются от 30 до 109 м. Северная часть поднятия в фундаменте соответствует своду Ростовского выступа, а южная — его склону, что указывает на смещение сводовой части новейшего Батайского поднятия в южном направлении относительно домеловых структур. С севера поднятие отделяется от Новочеркасского поднятия узкой Западно-Манычской впадиной-долиной, открывающейся в Таганрогский залив. Впадина является западным продолжением Восточно-Манычской впадины и практически вырождена в современном рельефе. Лишь долина р. Западный Маныч указывает на существование здесь некогда широкой впадины, видимо, она зажата с юга и севера Батайским и Новочеркасским поднятиями



Карта неотектоники Скифской плиты: 1 — изобазы, 2 — слабые зоны, 3 — частные поднятия, 4 — контуры новейших поднятий первого ранга, 5 — границы Скифской плиты с орогеном Большого Кавказа, 6 — скважины; 7 — города.

Новейшие структуры первого ранга: впадины: ЗК — Западно-Кубанская, Ч — Челбасская, ЗМ — Западно-Маньчская, ВК — Восточно-Кубанская, ТК — Терско-Каспийская, ТКум — Терско-Кумская, ВМ — Восточно-Маньчская, С — Сальская, ПК — Прикаспийская; *поднятия:* Дн — Донбасса, Нв — Новочеркасское, Б — Батайское, К — Крыловское, В — Выселковское, СЕ — Сальско-Ергенинское, СС — Северо-Сальское, СМ — Сальско-Маньчское, ЮЕ — Южно-Ергенинское, СТ — Ставропольское, П — Прикумское, Н — Ногайское, Д — Датыхское; *выступы:* МиВ — Минераловодский, МВ — Майкопский.

Цифрами обозначены: *слабые зоны: субширотные:* 1 — Акшибай-Ергенинская, 2 — Элистинская, 3 — Южно-Сальско-Маньчская, 4 — Южно-Маньчская, 5 — Армавири-Невинномысская, 6 — Датыхско-Ахловская, 7 — Расшеватская, 8 — Новотитаровская; *субмеридиональные:* 9 — Усть-Кубанская, 10 — Новороссийская, 11 — Дивноморская, 12 — Краснодарская, 13 — Новомихайловская, 14 — Усть-Лабинская, 15 — Майкопская, 16 — Армавири-Невинномысская, 17 — Калаусская, 18 — Кумско-Лысогорская, 19 — Урухская, 20 — Аргунско-Терская, 21 — Аграханская

соответственно. В литературе Батайское и Крыловское поднятия объединяются в единую морфоструктуру — Ейское поднятие [Новейшая..., 2006].

Южнее Челбасской впадины-долины выделяется Выселковское поднятие. Оно имеет причудливую конфигурацию в плане. Западная часть его выявляется в рельефе по изменению глубины врезов рек Бейсужин, Кочеты, Понура и увеличению абсолютных отметок рельефа до 25–40 м. Максимальные значения абсолютной отметки, достигающие 103 м, характерны для восточной части, на водоразделе рек Бейсуг и Бейсужин. На рост поднятия указывает увеличение степени эрозионной расчлененности. С севера поднятие ограничено субширотным отрезком долины р. Челбас, с юга его частично обрамляет субширотный участок р. Лаба. Восточным ограничением служит субмеридионально простирающаяся долина р. Кубань. На северо-востоке Выселковское поднятие граничит с западной периклиналью Ставропольского поднятия. Центральная часть поднятия в палеозойском фундаменте частично соответствует Каневско-Березанской системе поднятий и Тимашевской ступени. Сейсморазведкой здесь установлены надвиги и разрывы, затрагивающие кайнозойские отложения [Попков, 2001]. Восточная часть Выселков-

ского поднятия соответствует втянутой в воздымание Кропоткинской впадине фундамента. Последняя к современной эпохе существенно сократилась в размерах, а суммарные амплитуды новейших движений здесь составляют –200 м.

Описанные новейшие структуры осложнены слабыми зонами (зонами разрывов, трещиноватости, дробления пород) субмеридионального простирания, что отражает ступенчатое строение региона. Эти зоны зачастую пересекают всю территорию Скифской плиты, продолжаясь в области орогена Большого Кавказа. Они служат границами блоков, испытывавших знакопеременные движения начиная, по крайней мере, со среднего миоцена [Костенко, Панина, 2001]. Этими зонами контролируется равнинный рельеф, абсолютные отметки которого увеличиваются с запада на восток. Самая западная, так называемая Усть-Кубанская слабая зона отделяет шельф Азовского моря от Западно-Кубанской впадины (рисунок). Восточнее следует Новороссийская зона, расположенная на границе равнинных областей, которые испытывают прогибание разной степени интенсивности. Параллельно ей простирается Дивноморская слабая зона, разделяющая блоки рельефа разной амплитуды в области склона Большого Кавказа и прослеживающаяся

в область Западно-Кубанской впадины. Севернее она сливается с Краснодарской слабой зоной, которая отделяет область низкой равнины от повышенной. Новомихайловская слабая зона разрабатывается субмеридиональным отрезком долины р. Псекупс. Расположенная восточнее Усть-Лабинская слабая зона следует вдоль границы между Западно- и Восточно-Кубанской впадинами, отличающимися абсолютными отметками, степенью расчленения и интенсивностью новейших движений. Майкопская слабая зона выражена пологим уступом в пределах высокой равнины и разграничивает области умеренной и значительной денудации.

Центральный сегмент. В центральной части Скифской плиты расположено субмеридиональное Ставропольское поднятие, выраженное положительными значениями изобаз от 100 м на севере до 500 м и более на юге в пограничной области с Кавказским горным сооружением. По кровле хадумского горизонта (олигоцен — нижний миоцен) выделяется серия антиклиналей преимущественно северо-западного и субширотного простирания. На юге антиклинали выстраиваются вдоль линии Армавир — Невинномысск. На севере антиклинальная ветвь прослеживается между населенными пунктами Рагули—Тахта, южнее выделяется серия антиклиналей по линии Камбулат—Новотроицкое. Эти антиклинали часто выражены и в новейшей структуре в виде частных поднятий (Расшеватское, Камбулатское и др.). Максимальные значения изобаз (500 м и более) характерны для Армавиро-Невинномысской системы поднятий, имеющей отражение и в палеозойской структуре фундамента. В северном направлении значение изобаз снижается до 100 м.

Ставропольское поднятие нарушено серией слабых зон северо-западного простирания, которые разрабатываются речными долинами. Наиболее протяженные из них прослеживаются на значительные расстояния и частично наследуют разломы фундамента. Так, Армавиро-Невинномысская зона частично является отражением в рельефе разлома фундамента. Наряду с северо-западными существенная роль в новейшем структурном плане принадлежит и субмеридиональным слабым зонам. К наиболее протяженным слабым зонам относятся Армавирская, Калаусская, Кумско-Лысогорская (рисунок).

К современной эпохе Ставропольское поднятие существенно увеличилось в размерах в северном, восточном и западном направлениях. При сравнении новейшего структурного плана с палеозойским наблюдаются следующие особенности. За счет роста Ставропольской структуры в восточном направлении оказываются втянутыми в поднятие область Чернолесской и частично Терско-Кумской впадин. Новейшие поднятия здесь незначительно выражены в рельефе (абсолютные отметки составляют 235–100 м и менее) и маркируются в разрезе песками. Разрастание Ставропольского поднятия на север отразилось и на

конфигурации Восточно-Маньчской впадины, границей с ним по Маньчскому разлому палеозойского заложения, который выражен в рельефе и назван Южно-Маньчской слабой зоной (рисунок). Впадина резко сужается на востоке, где практически сливается с расположенной севернее Сальско-Маньчской грядой. В области Прикаспийской равнины ее продолжением служит узкая впадина-долина, разрабатываемая нижним течением р. Кумы. Максимальные амплитуды новейших погружений в пределах Восточно- и Западно-Маньчской впадин составляют —100 м. Впадины осложнены частными поднятиями, выраженными в рельефе и прослеживаемыми в древних палеозойских и мезозойских комплексах. Линейный характер описанных впадин обусловлен отражением в рельефе глубинного тектонического шва, представляющего собой серию разрывов глубокого заложения и прослеживаемыми на значительные расстояния.

Севернее параллельно Восточно-Маньчской впадине в рельефе выделяется Сальско-Маньчская гряда, восточная периклиналь которой смыкается с Южно-Ергенинским субмеридиональным поднятием. С севера Сальско-Маньчская гряда отделена от Северо-Сальского поднятия узкой Сальской впадиной, разрабатываемой долиной р. Сал. Эти новейшие структуры образуют единое Сальско-Ергенинское поднятие (рисунок). Более детальные структурно-геоморфологические исследования позволили выявить здесь частные деформации рельефа, осложняющие эту структуру первого ранга. Так, был уточнен современный структурный план Южно-Ергенинской возвышенности, представляющей собой серию, как правило, линейно вытянутых в северо-западном (субширотном) направлении поднятий, которые оконтуриваются изобазами 100 м и более. Поднятия разделены узкими впадинами, к которым приурочены реки Акшибай, Кегульта, Улан-Зуха, Яшкуль, Шаред и др. [Панина, Костенко, 2005]. Наиболее протяженной из них являются Акшибай-Ергенинская (рисунок). В кинематическом отношении это скорее всего разрывы с правосторонней сдвиговой составляющей. Подтверждением этого служит зачастую кулисное расположение частных поднятий, а также данные о глубинном строении. Так, по кровле мела в юго-восточной части кряжа Карпинского выявлена система поднятий с выпуклой в южном направлении формой, которые разделены субширотными разрывами, интерпретируемыми как взбросо-сдвиги, образовавшиеся в условиях субмеридионального сжатия [Копп, 2000].

Корреляция деформаций рельефа и структурного плана подошвы ергенинской свиты (плиоцен) показала, что выявленные структуры существовали уже в плиоцене и, по-видимому, являются отражением предакчагыльской тектонической фазы, охватившей практически всю территорию Восточного Предкавказья.

Как известно, Сальско-Маньчская гряда представляет собой выраженные в рельефе герцинские

деформации кряжа Карпинского. Согласно современным представлениям, базирующимся на сейсмических данных, кряж Карпинского имеет складчато-надвиговое строение палеозойского фундамента и рассматривается как шовная структура, ограничивающая с юга древнюю Русскую платформу. Западным ее продолжением является поднятие Донбасса, восточным — система погребенных поднятий Прикаспийской впадины. Эта протяженная структура выражена на карте мантийных неоднородностей [Егорова, Старостенко, 2006] и, согласно данным сейсморазведки, ограничена с юга и севера разломами. Многие разломы северо-западного простирания, установленные по геофизическим данным, читаются в рельефе. Так, Южно-Маньчской зона разрывов, установленная по сейсмическим данным в кровле доюрского комплекса и фундамента и продолжающаяся до поверхности Мохоровичича [Волож, 1999], прослеживается в рельефе в виде протяженной слабой зоны, проходящей по линии н.п. Шаред—Артезиан. Наследуется и расположенная севернее Ашибай-Ергенинская зона разрывов.

Восточный сегмент. Юго-восточная часть Скифской плиты в современном рельефе представляет собой Терско-Каспийскую впадину, открывающуюся на востоке в Каспийское море, где находится наиболее погруженная ее часть (рисунок). Южная граница впадины с орогеном Большого Кавказа проходит вдоль зоны Владикавказского разлома, восточным продолжением которого является надвиг Предгорного Дагестана. В рельефе эти зоны разломов выражены резким изменением амплитуд. Нечетко выражена граница впадины с орогеном Большого Кавказа в области Датыхского поднятия, простирающегося в северо-западном направлении.

Терско-Каспийская впадина нарушена субширотными Сунженским и Терским хребтами, которые отделяются один от другого частными впадинами. Хребты включают серию частных субширотных поднятий, суммарные амплитуды новейших движений которых оцениваются более чем 500 м. Амплитуды погружения во впадинах составляют более 1000 м. В кайнозойских и мезозойских комплексах этим поднятиям соответствуют складчато-надвиговые структуры, образовавшиеся в результате восточно-кавказской (предакчагыльской) тектонической фазы [Панина, 1988]. Надвиги и взбросы субширотного простирания первого этажа, нарушающие миоцен-плиоценовые комплексы, часто выражены в рельефе. Помимо субширотных в рельефе выявляются и деформации северо-западного простирания, являющиеся, по-видимому, сдвигами. Вдоль этих зон происходит смещение молодых поднятий, с ними связаны коленообразные изгибы р. Терек, они служат границами разноамплитудных поднятий (рисунок). Наиболее протяженные из них отражают в рельефе зоны разломов, установленные геофизическими

методами (Датыхско-Ахловская, Бенойско-Эльдаровская, Армави́ро-Невинномысская). Обращает на себя внимание строго широтное простирание Терского хребта, западным продолжением которого является широтный отрезок долины р. Малки. По геофизическим данным здесь в фундаменте выделяется так называемый Срединный разлом.

К северу от Терско-Каспийской расположена Терско-Кумская впадина, осложненная погребенными поднятиями Ногайской ступени на юго-востоке. В рельефе эти слабо выраженные поднятия маркируются скоплениями песков и объединяются в Ногайское растущее поднятие. Восточнее выявлено поднятие северо-западного (субкавказского) простирания, которое огибают долины рек Терек и Акташ в нижнем течении. В палеозойском фундаменте ему соответствует прогиб с глубинами до –12 км, что может указывать на бескорневой характер структур мезозойско-кайнозойского комплекса — северного продолжения складчато-надвиговых дислокаций Предгорного Дагестана, выявленных ранее по сейсмическим материалам [Короновский, Панина, 1995].

Наиболее четко выражено расположенное к северу от Терско-Кумской впадины Прикумское поднятие, оконтуриваемое широтным отрезком долины р. Кума, что и определило его ориентировку. Изобазы на своде соответствует значению –50 м. Проведенные здесь ранее геолого-геофизические и структурно-геоморфологические исследования позволили выявить ряд погребенных поднятий (Кочубеевское, Восточно-Сухокумское и др.), которые выражены в мезозойских отложениях, а также в деформациях фундамента [Несмеянов и др., 1967]. Прослеживающиеся в верхнеплиоцен-четвертичном комплексе, эти поднятия затухают с глубиной и выполаживаются в майкопских (олигоцен—нижний миоцен) глинистых отложениях.

Обширная Прикаспийская впадина расположена на восточной периферии Скифской плиты. Она осложняется серией погребенных поднятий, подчеркнутых в рельефе скоплениями песков. Эти поднятия являются восточным продолжением структур Сальско-Маньчской гряды, втянутой в воздымание на новейшем этапе. Согласно данным бурения и сейсморазведки, эти поднятия выражены в плиоцен-четвертичном комплексе и в целом наследуют мезозойские деформации. Однако отмечается некоторое смещение сводов плиоцен-четвертичных комплексов относительно мезозойских.

Описанные структуры осложнены слабыми зонами северо-западной (субкавказской) и субмеридиональной ориентировки. Субмеридиональные пересекают восточный сегмент Скифской плиты и прослеживаются на значительные расстояния вплоть до орогена Большого Кавказа. Особенно четко они выражены в южной части. Это описанные ранее Урухская, Аргунско-Терская и Аграханская слабые

зоны (рисунок). В современном рельефе Ергенинский уступ представляет собой серию параллельных субмеридиональных сбросов, нарушенных сдвиговыми дислокациями [Панина, Костенко, 2005]. Некоторые из субмеридиональных зон разрывов описаны ранее как правосторонние сдвиги, например Акташская [Никитин, 1987].

Закономерности строения и развития новейших структур. Проведенные исследования позволяют утверждать, что новейший структурный план Скифской плиты представляет собой сочетание крупных поднятий и впадин первого ранга, осложненных зонами разрывов, трещиноватости, дробления пород преимущественно северо-западной (субкавказской) и субмеридиональной ориентировки. В деформациях рельефа отчетливо выявляются западный и восточный сегменты с преимущественным развитием субширотного ориентированных структур. Центральный сегмент характеризуется в целом наличием субмеридионально ориентированных поднятий первого ранга. Однако следует отметить, что эти поднятия включают частные структуры, простирающиеся, как правило, субширотно.

Заметное различие новейших структурных рисунков трех сегментов Скифской плиты находит свое отражение и в глубинном строении мезозойско-кайнозойских комплексов, а также более глубоких горизонтов коры и мантии. В центральном сегменте (Ставропольское и Сальско-Ергенинское поднятия) абсолютные отметки рельефа и соответственно изобазы характеризуются наибольшими значениями, сокращаясь в западном и восточном направлениях. Эта область поднятий Скифской плиты прослеживается далеко на юг, где объединяет наиболее ярко выраженные в рельефе поднятия Главного хребта Большого Кавказа, Окрибо-Сачхерское поднятие, Дзирульский массив, области проявления молодого вулканизма и известна в литературе как Транскавказское поперечное поднятие [Новейшая..., 2006]. Это поднятие, лежащее в створе с Аравийским клином, является, по-видимому, глубинной длительно развивающейся структурой, активизировавшейся на новейшем этапе [Видапин, 2008]. Следует отметить, что по геофизическим данным ей соответствует положительная мантийная аномалия, имеющая субмеридиональное простираение и разделяющая Скифскую плиту на две области — западную и восточную [Егорова, Старостенко, 2006].

Субмеридиональная делимость Скифской плиты установлена по результатам структурно-геоморфологических исследований также в западном и в восточном сегментах, где рельеф характеризуется “ступенчатостью”. Ступени рельефа отделены одна от другой слабыми зонами субмеридионального простираения и испытывают блоковые (клавишные) знакопеременные движения начиная по крайней мере со среднего миоцена [Костенко, Панина, 2001]. Наиболее ярко эти движения проявляются в горной

части Кавказа, где некоторые из поперечных зон (Геленджикская, Туапсинская, Пшехско-Адлерская, Новофонская) описаны ранее как поперечные флексуры [Милановский, 1968]. Эти флексурно-разрывные зоны рассматриваются как сдвиги, с которыми часто связаны эпицентры землетрясений. Для некоторых из них (Анапская, Пшехско-Адлерская) по результатам решения механизмов очагов землетрясений установлена взбросово-сдвиговая кинематика [Юнга, 1996]. Продолжение Пшехско-Адлерской зоны разломов в область Скифской плиты в зоне Новотитаровского разлома также маркируется 5–7-балльными землетрясениями [Шебалин, 1974].

Многие из поперечных зон разрывов имеют длительную мезозойскую историю и контролируют фации и мощности отложений в горной части Кавказа [Вишневский, Панина, 1985]. Эти зоны прослеживаются в область Скифской плиты, где их простираение изменяется с северо-восточного на меридиональное. Такое изменение простираения, по-видимому, связано с влиянием северо-западных слабых зон со сдвиговой составляющей. Установленные ранее в области Кавказского орогена правосторонние сдвиги северо-западного (субкавказского) простираения [Расцветаев, 1989] могут служить подтверждением этого положения. Субмеридиональные же слабые зоны в кинематическом отношении могут представлять собой сбросы и раздвиги, осложненные сдвиговой составляющей.

Элементы многих новейших структур наследуют древние деформации фундамента и мезозойско-кайнозойского чехла. Следует отметить, что точного копирования структур нет. Так, Расшеватский разлом фундамента с северо-западным простираением, ограничивающий с севера Выселковское поднятие, на западе разрабатывается р. Челбас, восточнее, в области Ставропольского поднятия, — долиной р. Мокрая Буйвола. Субмеридиональная Армавирская слабая зона лишь частично (на участке долины р. Егорлык) наследует одноименную зону разрывов фундамента.

Современные данные сейсморазведки и глубокого бурения показывают, что глубинные деформации Скифской плиты часто представляют собой складчато-надвиговые структуры, сформировавшиеся на новейшем этапе в результате субмеридионального сжатия. Складчато-надвиговые деформации установлены в Терском и Сунженском хребтах, в области Сальско-Маньчской гряды, Каневско-Березанского вала, Керченско-Азовского региона и часто затрагивают кайнозойские отложения. Это свидетельствует о вовлечении Скифской плиты в современные деформации сжатия, которое испытывает на новейшем этапе и ороген Большого Кавказа.

Установленная тенденция развития структур, выражающаяся в разрастании поднятий и сокращении впадин на фоне общего поднятия, в которое начиная с позднего миоцена вовлечена Скифская плита, отмечается и на картах современных вертикальных

движений. Результаты повторного нивелирования за последние 70–100 лет убедительно показывают, что центральный сегмент Скифской плиты (Ставропольское и Сальско-Ергенинское поднятия) испытывал воздымание со скоростью 2–4 мм в год. В то же время восточная часть Терско-Каспийской и Терско-Кумской впадин, а также западная периферия Западно-Кубанской впадины были втянуты в прогибание, скорость которого составляла 2 мм в год. Следует отметить, что по данным инструментальных наблюдений за последнюю четверть XX в. распределение областей поднятий и погружений Скифской плиты в целом соответствует описанному выше новейшему структурному плану и отражает тенденцию к усилению роста поднятий и их разрастанию на фоне сокращения впадин [Лиленберг и др., 1997]. Согласно интерпретации кривых тектонических движений, установлено, что большая часть плиты начала втягиваться в воздымание на новейшем этапе начиная с позднего сармата–понта [Панина, Костенко, 2005].

Заключение. Таким образом, проведенные структурно-геоморфологические исследования, дополненные анализом кривых тектонических движений с использованием методики *back-stripping*, позволили во многом по-новому представить новейший структурный план Скифской плиты. Современный структурный рисунок Скифской плиты является сочетанием разноранговых разрастающихся поднятий и узких редуцированных впадин преимущественно субширотного простирания, нарушенных слабыми зонами субкавказской и субмеридиональной ориентировки.

Сопоставление последних с разрывными нарушениями различных структурных планов, уста-

новленными геолого-геофизическими методами, позволяет с большой долей уверенности говорить о тектонической природе выявленных деформаций и считать слабые зоны разрывными нарушениями и зонами трещиноватости. Исходя из общей геодинамической ситуации региона северо-западные (субкавказские) простирания являются, по-видимому, структурами сжатия (взбросами и надвигами), северо-восточные (субмеридиональные) — отражают обстановку растяжения, и их можно интерпретировать как раздвиги и сбросы. И те и другие осложнены сдвиговой составляющей. Выявленные конэрозионные деформации развиваются в контексте с тектоническими процессами и событиями, происходящими в области горного сооружения Большого Кавказа, разрастающегося в область Скифской плиты, и вовлекают ее в процесс поднятия. Воздымание последней выражается в зарастании ее территории поднятиями на фоне сокращения впадин. При этом реанимируются и частично наследуются как крупные складчатые структуры, так и фрагменты протяженных зон разломов фундамента преимущественно северо-западного (субкавказского) и субмеридионального простирания. Об активизации деформаций свидетельствуют проявления современных тектонических процессов — вертикальных и горизонтальных движений, сейсмичности, вулканизма.

Сходство структурных рисунков новейших деформаций, выявленные тенденции развития и корреляционные связи тектонических событий в Кавказском орогене и на Скифской плите позволяют сделать вывод о совместном формировании их вследствие геодинамических процессов, происходящих в восточном секторе Средиземноморского пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Видяпин Ю.П. Глубинные зоны геодинамической активности и их роль в строении Кавказской коллизионной области // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: GEOS, 2008. С. 138–142.

Вишневецкий Л.Е., Панина Л.В. Поперечные зоны позднеюрских конседиментационных разломов Центрального Кавказа // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 5. С. 1183–1185.

Волож Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–44.

Егорова Т.П., Старостенко В.И. Неоднородность верхней мантии Европы по комплексу геофизических данных // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОКАРТ; GEOS, 2006. С. 600–623.

Копт М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. С. 26–41.

Короновский Н.В., Панина Л.В. Формирование структуры Предгорного Дагестана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. № 4. С. 45–57.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1999.

Костенко Н.П., Панина Л.В. Позднеорогенная структура Предкавказья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2001. № 1. С. 11–20.

Лиленберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология. 1997. № 4. С. 63–75.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.

Несмеянов Д.В., Захарова Л.Я., Тарсис А.Д., Шумова Т.Ф. Сопоставление результатов структурно-геоморфологических исследований и сейсморазведки для территории Терско-Кумского междуречья // Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1967. С. 164–169.

Никитин М.Ю. Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 221–238.

Новейшая тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2006.

Панина Л.В. Формирование структуры центральной части Терско-Каспийского передового прогиба (Терско-Сунженская нефтегазоносная область) // Тектоника и формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 58–78.

Панина Л.В., Костенко Н.П. Новейшие деформации на востоке Скифской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 3. С. 5–12.

Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азово-Черноморский регион, Скифско-Туранская плита и др.). М.: Научный мир, 2001.

Попков В.И. Тектоника Северо-Западного Кавказа // Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН Республики Башкортостан. Геология. 2007. № 11. С. 13–18.

Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–112.

Кафедра динамической геологии, доцент,
e-mail: panina53@mail.ru

Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974.

Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника Неогена: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 316–320.

Юнга С.Л. Сейсмоструктурные деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 37–58.

Поступила в редакцию
22.04.2008