

УДК 551.243:551.361 (262.5-16) (477.7)

В. Я. Радзивиц, А. Я. Радзивиц

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ, СООТНОШЕНИЙ И ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

*Светлой памяти Юрия Михайловича Довгала*

---

Виділені основні типи структур північно-західної шельфу Чорного моря і прилеглих територій. Охарактеризовані особливості їх будови та взаємозв'язки. Зроблені висновки про умови їх формування й еволюції (ускладнення структур різних поколінь, значна роль конседиментаційних дислокацій та структур субмеридіонального напрямку, визначальна роль автономних, а не резонансних процесів у структуроутворенні та ін.). Зроблена перша спроба тектонічного районування шельфу за ознаками розвитку типів земної кори.

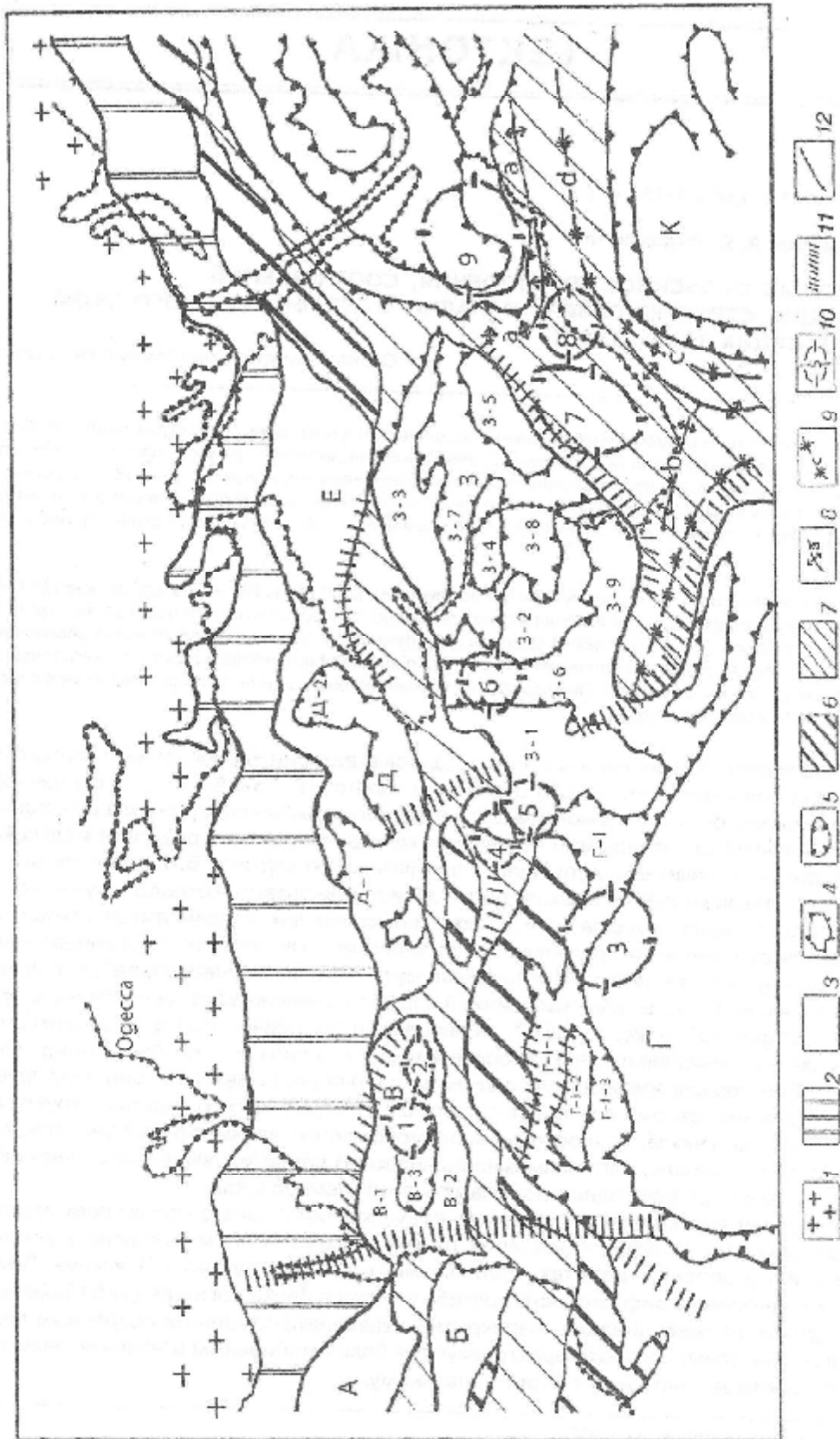
Main types of structures are recognized for the northwestern shelf of the Black Sea and adjacent territories. The features of their relations and inner structure are considered, and conclusions are made about their forming and evolution conditions (inherited nature of structures of different generations, significant role of consedimentation dislocations and structures of submeridional trend; defining role of autonomous processes — not resonance ones — in forming the structures etc.). The first attempt of shelf tectonic zonation through development characteristics of the Earth's has been made.

Тектоническое районирование северо-западной акватории Черного моря и прилегающих территорий (Скифской плиты — СП) обычно проводится [8, 25–28 и др.] по особенностям строения альпийского структурно-стратиграфического комплекса и рельефа его подошвы. При этом доальпийский фундамент выделяется как единое целое — результат мезозойской складчатости, что значительно упрощает действительную картину. В. Е. Хаин считает [29, с. 434], что "...анализ и учет по возможности всей истории развития отдельных участков, а не только возраста главной складчатости, а также сопоставление истории этих участков и выделение на этом основании зон, развивающихся по различному и вместе с тем определенному пути, должны привести к наиболее совершенному методу тектонического районирования ... к районированию по типам развития земной коры, с выделением структур разного происхождения". И далее [Там же, с. 435]: "...полноценные тектонические карты должны решать сложную задачу совмещенного показа современной структуры, истории ее формирования и генезиса". В настоящее время для исследуемого района уже имеется тот минимум прямых и косвенных данных, который позволяет с достаточной вероятностью судить о структурах не только альпийского чехла, но и основания (их морфологии, взаимоотношениях, генезисе и др.), что, в свою очередь, дает возможность вплотную подойти к выделению генетических типов структур и к районированию по типам развития земной коры.

Приведенная тектоническая схема (см. рисунок) составлена с учетом всех известных реальных структур и их взаимоотношений, охарактеризованных в многочисленных опубликованных и рукописных работах. Основными типами структур СП южнее Придобруджинско-Крымского рифтогенного прогиба являются блоки догерцинской (байкальской или каледонской) консолидации, перекрытые казиплатформенным осадочным чехлом, и межблоковые зоны, которые характеризуются более мобильным и напряженным тектоническим режимом, близким к гессинклинальному.

---

© В. Я. Радзивиц, А. Я. Радзивиц, 2007



Структурная схема северо-западного шельфа Черного моря и прилегающих территорий

1 — ВЕП; 2 — Придобруджинско-Крымский рифт (сленный прогиб (система прогибов); 3 — блоки байкальской консолидации: А — Кагул-Болград-Суворовский, Б — Усть-Дунайский, В — Змеинный, Г — Нижнедунайский, Д — Михайловско-Джарылгачский (д-1 — Михайловский, д-2 — Джарылгачский блоки второго порядка), Е — Джанкойский, З — Каламитско-Центральнокрымский, И — Индольский, К — Сорокинский; 4–5 — основные структурные элементы блоков первого порядка: 4 — поднятия поверхности байкальского фундамента (Змеинный блок в-1 — Восточно-Вилковское, в-2 — Змеинное (Южное); Каламитско-Центральнокрымский блок: з-1 — Западное, з-2 — Центральнокаламитское, з-3 — Новоселовское, з-4 — Евпаторийско-Сакское, з-5 — Симферопольское; 5 — основные отрицательные структуры — грабены, системы грабенов, впадины (Змеинный блок — в-3 — Центральная депрессия; Каламитско-Центральнокрымский блок (системы мезозойских и альпийских грабенов): з-6 — Меридиональная, з-7 — Калиновско-Гвардейская, з-8 — Северо-Каламитская, з-9 — Южно-Каламитская); 6–7 — межблоковые зоны: 6 — герцинид, 7 — киммерид; 8 — оси антиклинорий: а — Туахского, б — Южнобережного; 9 — оси синклиорий: с — Южно-Крымского, д — Судакского; 10 — изометричные тектоно-магматические структуры (второго порядка в общем ряду): (1 — Восточно-Вилковская, 2 — Восточно-Змеинная, 3 — Южная, 4 — Северо-Ильичевская, 5 — Ильичевская, 6 — Северо-Каламитская, 7 — Качинская, 8 — Алуштинская, 9 — Золотопольская); 11 — основные магматометаморфизирующие зоны; 12 — береговая линия

В качестве тектонотипа структур первой группы может быть принят наиболее детально изученный Каламитско-Центральнокрымский блок, который сопоставляется со средними микромассивами геосинклинальных областей. Он имеет форму удлиненного в субширотном направлении овала размером около 200х100 км и классифицируется [25, 26 и др.] как единое мегалоднятие по подошве меловых отложений с гетерогенным разновозрастным фундаментом. Появляется все больше данных о преимущественно байкальском и даже более древнем возрасте последнего. М. В. Муратовым с соавторами [7] в юго-восточной части Равнинного Крыма выделен Среднекрымский массив, образованный байкальской складчатостью; вопрос о его западной границе остался открытым. Ю. М. Добгалем [24] выделен Центральнокрымский палеосвод, в состав которого включена и Альминская впадина. Он определяется как выступ фундамента молодой Скифской платформе, унаследовавший тенденцию к воздыманию от ее доплатформенной стадии, образовавшийся задолго до альпийского времени, характеризующийся мозаично-блоковым строением. Этим же автором [10] приведен убедительные доводы в пользу допозднепалеозойского возраста анхиметаморфической толщ восточной части Новоселицкого поднятия: по литологическим особенностям, характеру дислоцированности и метаморфизма она сопоставляется с образованиями ранних и поздних байкалид Добруджи и Кавказа. Герцинский же комплекс в Крыму представлен каменноугольными-среднетриасовыми карбонатными толщами "платформенного" типа. Для части Равнинного Крыма, входящей в состав Центральнокрымского палеосвода, характерно резкое увеличение мощности гранитного слоя, что также согласуется с представлениями об относительно древней консолидации этой территории.

Ряд данных позволяет отнести к Каламитско-Центральнокрымскому блоку с байкальским фундаментом и расположенную в акватории систему поднятий, которые объединяются под названием Черноморско-Каламитского вала [8, 24, 25 и др.], возраст основания которого обычно считается киммерийским и герцинским. В скважине Южно-Бортовая-1 под сложенными альпийского комплекса относительно сокращенной мощности (1427 м) пройдены кварц-серицитовые сланцы, метаморфизованные вулканогенные породы, красно-бурые граниты и диабазы, т. е. комплекс пород, сходный с распространенным в восточной части Новоселовского поднятия. Радиометрический возраст гранитов  $275 \pm 20$  млн лет [11] (граница карбона и перми); они секутся дайками диабазов. Породы сильно перемяты, брекчированы, изменены, что дает основание предполагать значительные возрастные определений. Данный комплекс пород, а также наличие в меловых терригенных отложениях (скважина Ильичевская-2) обломков кварцевых порфиров и порфиритов свидетельствует о тектоно-магматической активизации в герциновое время уже консолидированного (байкальского?) блока. На Евпаторийском поднятии скважиной Евпаторийская-8 в интервале 900–1238 м (забой) пройдены доломиты, доломитизированные и оолитовые известняки, которые сопоставляются с пермо-триасовыми или триас-юрскими ква-

ви платформенными образованиями как Западного Причерноморья (данные И. В. Карпенко и др., 2003), так и окрестностей г. Евпатория.

Основными структурами следующего порядка — составными частями Каламитско-Центральнокрымского блока — являются:

1. Блоки с относительно поднятым байкальским фундаментом, проявленные в аномальном гравитационном поле сложными интенсивными максимумами (Симферопольский, Западный). Мощность альпийского комплекса не превышает 200–800 м.

2. Блоки с относительно погруженным основанием, перекрытым палеозойским и местами нижнемезозойским чехлом осадков квазиплатформенного типа умеренной мощности (до первых километров) и маломощными (до 1–2 км) образованиями альпийского комплекса. Характеризуются преимущественно положительным, умеренно дифференцированным гравитационным полом средней интенсивности (до  $+2 + +3$  мГл) (Евпаторийско-Сакский, Новоселицкий, Центральнокаламитский).

3. Относительно узкие (до 10–15 км) протяженные (до десятков и первых сотен километров) линейные структуры, проявленные в виде полос интенсивных минимумов аномального гравитационного поля (до  $-3-5$  мГл). Наличие в пределах одной из таких структур (в Калиновско-Гвардейском грабене) нижнемезозойских отложений у с. Найденовка и палеозой-мезозойских? вблизи с. Гвардейской [7] позволяет считать их грабенами (системами грабенов), выполненными мощными, в различной мере дислоцированными породами триаса — юры, а, может быть, и верхнего палеозоя, подвергшимися частичной инверсии в древнекиммерийскую фазу складчатости. В пределах зон гравитационных минимумов размещены также многие из известных альпийских грабенов (или систем грабенов): Донузлавский, Войковский, Калиновский и др. Мощные скопления относительно низкоплотных осадочных пород киммерийского и альпийского комплексов являются основной причиной гравитационных минимумов. Эти сложные полихронные структуры тесно связаны с более мощными межблоковыми зонами, являясь их продолжением или ответвлением, "внедряющимися" в тело смежного "стабильного" блока. Они имеют прямолинейную или дуговую форму, образуют сложную сеть и совместно с разделяемыми ими поднятыми блоками составляют закономерную морфосистему, конформную структуре Каламитско-Центральнокрымского блока (см. рисунок). Так, его общие очертания подчеркнуты группировкой Симферопольского, Новоселовского и Западного поднятий вдоль грани, дуговой формой Новоселовского поднятия и его структурных элементов, формой и расположением части полихронных сложных грабенов (большинство из которых имеет, однако, субмеридиональную или субширотную ориентировку). Меридиональная система грабенов (см. рисунок), выделенная по гравиметрическим данным, ограничена разломами, проявленными в виде резких градиентов силы тяжести и сопровождаемыми многочисленными магнитическими проявлениями; с нею пространственно близка долина Палеодонузлава [32]. Эта структура не проявлена в особенностях строения альпийского чехла [27, 28] и не нашла отображения на современных тектонических картах. В южной части она расщепляется на две ветви: одна прослеживается в юго-западном направлении, а вторая, приобретая дуговидную форму, продолжается вдоль южной границы Каламитско-Центральнокрымского блока. Последний Меридиональной системой грабенов разделен на две неравные части: восточную, представляющую собой близкую к изометричной сложную структуру, составными частями которой являются кольцевая система грабенов (Калиновско-Гвардейская и Северо-Каламитская), окаймляющая Евпаторийско-Сакское поднятие (вместе примерно соответствующие Альминской впадине [7]), и, в свою очередь, опоясывающая ее прерывистая цепочка поднятий (Новоселовское, Симферопольское и Центральнокаламитское); западную — Западное поднятие, характеризующееся сложными очертаниями, значительной раздробленностью, насыщенностью магнитическими породами, интенсивными положительными гравитационными и магнитными аномалиями.

Подобные Каламитско-Центральнокрымскому блоку намечаются к юго-западу (Нижнедунайский) и к северо-востоку (Индольский) от него; они группируются в цепочку северо-восточного направления. В их строении обнаруживается ряд общих черт; в частности, с



особенной отчетливостью проявлена концентрическая зональность, выраженная в чередовании линейных поднятий и депрессий — основных структур второго порядка, характерная, как отмечено выше, и для Каламитско-Центральнокрымского блока. Так, вдоль северной и западной границ Индольского блока прослеживается цепочка интенсивных (до  $\pm 5 + \pm 7$  мГл) максимумов аномального гравитационного поля шириной до 10–22 км и протяженностью свыше 165 км. Ее составной частью является Новоцарицынское поднятие, где непосредственно под нижнемеловыми отложениями в низовьях р. Салгир (глубина 2600 м) и близ с. Завестное (на глубине 2700 м) вскрыты скважинами зеленокаменные породы байкальского комплекса [25]. Порогиб поверхности байкальского фундамента, соответствующий его выступу, подтвержден и сейсмическими методами [7, 19 и др.]. Гравитационные аномалии, очевидно, обусловлены неглубоким залеганием метаморфических толщ и наличием в разрезе магматических пород основного состава. Зона поднятий имеет сложное мелкоблоковое строение. В поздней юре и мелу отделились ее части испытали значительные погружения с образованием структур типа Белогорского прогиба. Судя по карте аномального гравитационного поля, она не прослеживается к юго-западу и не соединяется с Симферопольским поднятием как частью Каламитско-Центральнокрымского блока; ее следует продолжить в южном направлении до г. Белогорск и далее на восток к г. Старый Крым, севернее г. Феодосия и район Мошкаревой структуры. Наличие здесь поднятий байкальского фундамента подтверждается широким развитием в районе городов Белогорск, Старый Крым и сел Тополевка, Богатое конгломератов юры и накома с галькой, валунами и глыбами зеленых сланцев.

Южный (субширотный) отрезок периферийной дуговой полосы поднятий Индольского блока выделяется [7, 25 и др.] как северная погребенная часть Восточно-Крымского синклиниория, а восточнее Феодосийского залива он пространственно совпадает с Владиславовско-Восходовской и Гончаровской шовной зонами Керченского п-ова [25]. В поздней юре (титон — берриас) здесь существовала область карбонатного осадконакопления с рифовыми постройками; характерны сокращенные мощности верхнемеловых и палеогеновых отложений и большие, до 4 км, майкопских и более молодых пород, наличие антиклинальных складок и дисструктурных разломов по ограничению зоны. По структурно-формационным признакам южное обрамление Индольского блока подобно как синклиниориям Горного Крыма, так и поднятиям байкальского основания блоков.

Индольский прогиб (часть Индоло-Кубанского [7, рис. 96]) соответствует в целом выделенному нами одноименному блоку, который испытал с майкопского времени интенсивные неравномерные погружения отдельных частей с различным фундаментом. Характерной является полоса минимумов аномального гравитационного поля, соответствующая, видимо, как и в Каламитско-Центральнокрымском блоке, системе альпийских и более древних грабенов; она параллельна и сопряжена с описанным пограничным поднятием, совместно с которым обуславливает концентрически-зональное строение Индольского блока. Центральную же его часть занимает поднятие шириной до 12–20 км, проявленное в виде интенсивного гравитационного максимума с резкими градиентными границами. В его западной части выделяется крупная положительная магнитная аномалия, обусловленная, скорее всего, значительными скоплениями на глубине магматических пород. Юго-западную часть Индольского блока занимает Золотопольская изометричная тектоно-магматическая структура до 50–55 км в поперечнике. В современном рельефе она подчеркнута формой и положением гидрографических элементов, которые совпадают с тектоническими. С северо-запада, запада, юга и юго-востока Золотопольская структура обрамлена зоной поднятий поверхности байкальского фундамента, являющейся отрезком описанной выше пограничной зоны Индольского блока и имеющей четкие градиентные границы с центральным, относительно опущенным и менее расчлененным блоком, который характеризуется повышенными мощностями мезозой-кайнозойских отложений (в частности майкопской серии). Краевая зона поднятий имеет сложное строение, расчленена на узкие грабено- и горстоподобные структуры. К пограничным частям Золотопольской структуры (преимущественно к восточной и юго-западной частям) приурочены многочисленные скопления магматических пород.

Полоса линейных минимумов аномального гравитационного поля шириной от 10–15 до 45 км прослеживается по северному обрамлению Нижнедунайского блока (см. рисунок); она соответствует Краевой (Тулчинской) ступени. Местами ступень усложнена гравитационными максимумами. Один из них — западный — С. М. Есипович (данные за 1995 г.) интерпретирует как поднятие поверхности фундамента (Александрийский вал), который делит здесь отрезок Краевой ступени на два грабена: Мариинский (северный) и Ильявский (южный). По данным И. В. Карпенко и др. (2003), подошва альпийского комплекса ступени, мощность которого у северной ее границы (участки Дельфин и Десантный) более 3 км, равномерно погружается на юг к Александрийскому валу, представляющему собой террасовидную зону, обуславливая асимметрию Мариинского грабена, проявляющуюся в смещении его оси к югу от центра. К Александрийскому валу, преимущественно к его северной, проходящей по разлому границе, приурочен ряд локальных антиклинальных поднятий (Олимпийское, Краевое, Луное, Кимсомольское). Здесь же по наличию сложных, близких к изометричным магнитных максимумов прогнозируется группа магматических очагов (очаговых тектоно-магматических структур). Некоторые из поднятий (Олимпийское, Краевое и др.) приурочены к ограничению очаговых структур и, видимо, являются их составными частями. Подобные соотношения наблюдаются и вдоль северной границы Краевой ступени (структуры Десантная, Дельфин и др.). Над Олимпийским, Мариинским и другими поднятиями установлены [14] тепловые аномалии, также подтверждающие тесную связь упомянутых типов структур.

Краевая ступень характеризуется чрезвычайно сложным рисунком сейсмической записи, свидетельствующим об интенсивной дислоцированности отложений, в том числе и кайнозойских (олигоценых, миоценовых и др.) [15]. Однако вряд ли правильно сводить их только к надвигам; подобная сейсмическая картина вероятна и при инъективных, складчатых и других типах дислокаций.

Краевая ступень сопоставляется с проявленными подобным образом в геофизических полях структурами других блоков — системами мезозойских и кайнозойских грабенов.

Северное Нижнедунайского и Каламитско-Центральнокрымского блоков выделяется ряд более мелких, отделенных системой межблоковых зон и группирующихся в субширотную полосу блоков (Змеиный, Михайловско-Джарылгачский, Джанкойский). Занимая сходное структурное положение относительно юго-западной границы Восточно-Европейской платформы (ВВП), эти блоки резко отличаются по истории геологического развития, запечатленной в особенностях разреза земной коры каждого из них.

Змеиный блок (см. рисунок) характеризуется [21] относительно неглубоким (до 3,2–3,3 км на поднятых и 4,5–4,8 км на опущенных участках) залеганием консолидированного фундамента, который потерял слоистое строение. В разрезе чехла установлены отложения силура и девона, вероятно наличие нижнекембрийских и верхнепротерозойских пород. Альпийский комплекс редуцирован или отсутствует (за исключением восточной и северной частей). Основными структурами Змеиного блока являются северное (Восточно-Вилковское) и южное (Змеиное) поднятия субширотного простирания, которые обрамляют Центральную депрессию, неудачно названную Вилковской впадиной [15]. С ограничивающими поднятия разломами связаны узкие приразломные грабены и органогенные рифовые структуры силурийского возраста [21]. Предполагается [15], что в центральной депрессии на палеозойском основании, расчлененном многочисленными сбросами северного падения, залегают карбонатные (рифовые) или меловые отложения и значительно увеличены мощности палеозой-мезозойского чехла.

Змеиный блок обособляется от смежных структур резкими градиентными границами. На юге от вала Губкина [15] он отделен тектоническим желобом, с севера и востока опоясан дуговой магмоконтролирующей зоной, составной частью которой является узкий щелевидный грабен, проявленный в виде интенсивного линейного минимума аномального гравитационного поля. С запада блок ограничен субмеридиональным Арцизско-Фрунзенским разломом, с которым совпадает мощная магмоконтролирующая зона и который разделяет территории, резко отличающиеся рисунком геофизических полей.

Восточная часть блока, испытавшая довольно значительные погружения с раннего мела, характеризуется большой раздробленностью, сложной конфигурацией высокопорядковых структур, что может быть обусловлено влиянием Одесского глубинного разлома. Анализ аномального магнитного поля позволяет ожидать в Змеином блоке, и в первую очередь вдоль его ограничений, масштабные проявления магматизма в виде многочисленных очаговых структур до 10–20 км в поперечнике. Скопление магматических пород основного-среднего состава размером 25х30 км по площади прогнозируется также на восточном замыкании Центральной депрессии в районе поднятия Шатского. Крупная, погребенная под отложениями альпийского комплекса сложная изометричная тектоно-магматическая структура намечается на юго-восточном погружении Змеиного блока. Ее центральную часть занимает депрессия, окруженная с запада, севера и востока дуговой полосой поднятий, усложненных очаговыми структурами и локальными антиклиналями.

Михайловско-Джарылгачский блок отличается аномально высокими мощностями альпийского комплекса (до 8–10 км). Отложения венда, палеозоя и нижнего мезозоя отсутствуют или сильно редуцированы. Основанием для этих предположений является налегание меловых отложений непосредственно на байкальский (дорифейский?) консолидированный фундамент как на северном (поднятие Голицына), так и юго-восточном (Бакальский выступ) ограничениях блока, а также соизмеримость мощностей альпийского комплекса (до 8–10 км) и глубины залегания предположительно дорифейского фундамента [22]. Различаются блоки следующего порядка — Михайловский (западный) и Джарылгачский (восточный). Михайловский блок соответствует северной части Михайловской впадины или Южно-Голицынской депрессии [8], фундамент которой ступенчато погружается от глубин 3695–3804 м на северном ограничении до 8–10 км на южном. С юга впадина ограничена [8] Центральномихайловским выступом, с которым совпадает отрезок Сулинско-Тарханкутской зоны разломов. Выступ характеризуется полным отсутствием реальных отражений сейсмических волн, обусловленным, вероятно, сильной дислоцированностью пород и наличием многочисленных магматических тел. Здесь предполагается [8] мезозойское (триас-юрское) складчатое основание, т. е. эта структура, по нашим представлениям, относится к межблоковым. Фундамент Джарылгачского блока менее опущен (до 6 км). Михайловско-Джарылгачский блок имеет мозаичное строение, обусловленное чередованием поднятий и депрессий разного ранга и конфигурации.

Джанкойский блок по особенностям эволюции занимает как бы промежуточное положение между двумя описанными выше. В его основании (скважина Аверьяновская-9) вскрыты щелочные граниты и пегматиты байкальского тектоно-магматического цикла возрастом 600–620 млн. лет [25]. Значительные мощности альпийского комплекса (4 до 5,5–6,0 км и более) сближает его с Михайловско-Джарылгачским блоком. С другой стороны по сейсмическим данным [26] здесь предполагаются мощные, до 5–7 км, триас-юрские и, возможно, палеозойские толщи, что позволяет сопоставлять его и со Змеиным блоком.

Приведенные обобщенные данные о разрезах фанерозоя этих сходных по размерам и тектонической позиции блоков свидетельствуют об их индивидуальном развитии на протяжении всего указанного времени, обусловленном различиями глубинного строения и геодинамических режимов.

Линейные межблоковые зоны имеют сложное строение, существенно изменяющееся на отдельных участках.

На суше к межблоковым зонам первого порядка относятся герцинские и киммерийские структуры бассейна нижнего течения р. Дунай, мезозойские и альпийские частично инверсированные прогибы Тарханкутского п-ова, Горный Крым, его западное и восточное структурные продолжения, которые мы вслед за Р. Г. Гарецким [5] включаем в состав СП, структуры южной части Керченского п-ова и прилегающей с юга акватории.

В низовьях р. Дунай зоны сложены герцинскими и раннемезозойскими геосинклинальными комплексами, которые сложно "переплетены" между собой, окаймляют реликтовые блоки — поднятия байкальского фундамента. Комплексы резко отличаются по вещественному составу и соответственно по-разному проявлены в аномальном гравитационном

поле: герциниды — в виде максимумов (до +5 мГл) и сложного знакопеременного поля, мезозойды — минимумов до -3 мГл. Наиболее значительными межблоковыми зонами этого района являются:

А. Зона Северной Добруджи шириной 40–60 км. Южную ее часть составляет полоса герцинид, усложненная наложенной меловой Бабадагской впадиной и более мелкими поднятиями и депрессиями. На западном фланге находится выступ герцинид Мачин. Здесь на дочетвертичную поверхность выходят палеозойские осадочные породы и гранитоиды с преимущественно северо-западным до субмеридиональным простиранием структурных элементов. Сложное гравитационное поле интенсивностью от -6,5 до -2,5 мГл, а также наличие изометричных аномалий до 10–15 км в поперечнике свидетельствуют о мелкоблоковом строении этого участка и возможном наличии очаговых тектоно-магматических структур. Северную часть зоны протяженностью 90–100 км и шириной 25–30 км, которая выделяется в виде полосы гравитационных минимумов интенсивностью до -7 мГл, составляют складчатые комплексы мезозойды. Вдоль ее северной границы прослеживаются многочисленные мелкие реликтовые выходы герцинид (и, возможно, байкалит), наиболее значительным из которых является выступ Тулча-Махмудия. Здесь же, южнее г. Исакич, находятся поля триасовых базальтоидов. Эти образования совместно обуславливают интенсивный гравитационный максимум до +5,5 мГл.

Б. Нижнепрутско-Измаил-Вилковская зона герцинидо-мезозойских структур является автономной субширотной ветвью, отделенной от зоны Северной Добруджи Усть-Дунайским блоком. Западная ее часть до оз. Ялпуг на существующих тектонических схемах выделяется как Нижнепрутский выступ герцинид, составными частями которого являются [16] Ренийский выступ (антиклиналь) и Брынзенская синклиналь. Первый прослеживается в виде гравитационного максимума до +4 мГл, сложен метапородами условно позднего протерозоя и, вероятно, представляет собой реликт блока байкальской консолидации. Брынзенская синклиналь шириной 7–10 км сложена карбонатными и терригенными породами среднего и верхнего девона; она с севера и северо-востока окаймляет Ренийскую антиклиналь. Многочисленные интрузии раннепалеозойских габброидов, позднепалеозойских сиенитов, монзонитов, гранодиорит-порфиров приурочены преимущественно к границам отмеченных структур. Восточная часть зоны прослеживается более чем на 100 км от оз. Кагул до г. Вилково в виде полосы гравитационных минимумов до -4 мГл шириной до 10–15 км с резкими градиентными разломными ограничениями. Она представляет собой серию депрессий, выполненных сильно дислоцированными триасовыми и юрскими отложениями значительной мощности, сужаясь в восточном направлении и выклиниваясь в районе Черноморского побережья и акватории.

Межблоковая зона Северной Добруджи в придунайской акватории испытывает коленообразный изгиб к северу; далее на ее восточном продолжении находится вал Губкина. Здесь, как и в зоне Северной Добруджи, по геофизическим данным выделяется южная полоса герцинид и северная — мезозойды. Для вала Губкина характерны малые мощности или отсутствие отложений мела и палеогена, что позволяет рассматривать его как мезозойскую инверсионную структуру. По центру вала (по границе гипотетических герцинид и мезозойды) группируется в субширотную полосу ряд магнитных аномалий, интерпретируемых как магматические очаги.

При приближении к зоне Одесского разлома вал Губкина значительно расширяется, теряет четкость очертаний, усложняется за счет частого чередования мелких депрессий и поднятых блоков-реликтов деформированного байкальского фундамента и расщепляется на две ветви, огибающие западную часть Каламитско-Центральнокрымского блока. Южная ветвь прослеживается к юго-востоку до поднятий Нахимова и Ильичевского, где "затухает", упираясь в седловину между Каламитско-Центральнокрымским и Нижнедунайским блоками, которая разделяет межблоковые зоны Северо-Добруджинской и Южно-Крымской областей. Северо-западная ветвь прослеживается в восток-северо-восточном направлении к мысу Тарханкут и далее на одноименный полуостров. Ее отрезок между Одесским и Прибойненским поднятиями имеет сложную конфигурацию с характерными



"отростками" и "заливами" в юго-восточном и северо-западном направлениях. Намечается поперечная зональность в строении этого отрезка. Южная полоса характеризуется значительными (до 4–7 км) погружениями поверхности доальпийского (скорее всего, герцинского) фундамента [27]. В ее границах обособляется поднятие байкальского (герцинского?) фундамента субширотного простирания (30x10 км), проявленное в виде резкого максимума аномального гравитационного поля (до +1,5 мГл); оно включает антиклинальные поднятия Гамбурцева и Штормовое; здесь прогнозируется еще ряд локальных поднятий и магматических очагов. Севернее размещается Центрально-михайловский выступ [8], проявленный в виде линейного гравитационного минимума и отвечающий инверсированному триас-юрскому трону. Отрезок между поднятием Прибойным и мысом Тарханкут протяженностью около 60 и шириной 10–20 км характеризуется знакопеременным гравитационным полем незначительной интенсивности (+1,5 : -1,5 мГл), значительной расчлененностью поверхности доальпийского фундамента, воздыманием ее к востоку от глубин 5–6 до 4–5 км. Структурно-геоморфологические элементы четко ориентированы на восток-северо-восток; применительно замечается сгущение разрывов этого направления. Указанный отрезок рассматривается как продолжение к западу Тарханкутского антиклинального поднятия, которое представляет собой [24] инверсированную структуру, возникшую в начале среднего мiocена на месте альпийского и вулканического прогиба. Последний наследует мезозойский грабен, который размещался между поднятиями в районе Бакальской косы и Каламитского залива [24]. Киммерийская складчатая основа вскрыта многочисленными скажинами [25, 26]. Мезозойский грабен, видимо, испытал частичную инверсию, но погружение отдельных его частей продолжалось и в течение мела — неогена. Тарханкутское антиклинальное поднятие отличается расчлененностью и контрастностью аномально-го гравитационного поля, наличием четко выраженных линейных элементов, обусловленных различным гипсометрическим положением поверхностей доальпийского фундамента. Смежные линейные поднятия и депрессии имеют субширотное простирание, плавно выгибаются на север согласно с контурами Каламитско-Центральнокрымского блока, т. е. несколько несогласно с границами самого Тарханкутского поднятия, имеющими северо-восточное простирание. Судя по характеру аномального гравитационного поля, они продолжают на восток и юго-восток в пределы Новоселовского поднятия Каламитско-Центральнокрымского блока. Похоже на то, что основой мезозойского Тарханкутского прогиба является опущенная красная часть Новоселовского поднятия, а сам прогиб — наложенным киммерийским образованием, в строении которого четко проявляется влияние структур основания. В границах Тарханкутского поднятия альпийский комплекс интенсивно дислоцирован; для него характерен высокий тепловой поток, поднятие поверхности Мохоровичича, интенсивная блокировка фундамента.

Межблоковой структурой первого порядка является Азовский вал, окаймляющий с северо-запада Индольский блок. Он представляет собой поднятие до уровня -0,5 — -3 км поверхности доальпийского фундамента СТ, сложенного терригенными породами пермо-триасового или триас-юрского возраста. В осевой его части практически отсутствуют отложения мела и палеогена, что позволяет относить его, как и вал Губкина, к инверсированным киммерийским прогибам. Сложный рисунок гравитационного поля свидетельствует о значительных неоднородностях доальпийского фундамента, что согласуется с результатами сейсмических исследований. О. И. Рогоза и А. А. Шиманский (данные за 1995 г.) выделяют здесь сложно построенный дислоцированный комплекс, названный "акустическим фундаментом", и залегающий ниже комплекс пород с резкими наклонными и вертикальными акустическими контактами. В пределах вала поверхность "акустического фундамента" отвечает кровле триаса. Очевидно, второй комплекс, более древний, является герцинским или байкальским. Это дает основание считать, что положительные аномалии гравитационного поля, как и в структурах Северной Добруджи и вала Губкина, обусловлены поднятиями пород, сопоставимых со вторым комплексом. Исходя из приведенного, в пределах Азовского вала выделяется северная полоса герцинид и южная, сопряженная с ней — мезозой. Первая прослеживается в виде цепочки гравитационных максимумов

интенсивностью до +5 мГл в северо-восточном направлении на 150 км при ширине 5,0–30 км. Ее западная сухопутная часть между Арабатской Стрелкой и п.г.т. Красногвардейское (протяженностью 60 и шириной 20–22 км) значительно погружена и перекрыта породами альпийского и, возможно, киммерийского комплексов общей мощностью до 2,5–3,0 км, что обуславливает однородное отрицательное гравитационное поле малой интенсивности (до –1,0 мГл). Полоса мезозоид шириной 5–19 км простирается от приустьевой части р. Бурульчи (район с. Найденювка) на северо-восток в виде параллельной цепочки гравитационных минимумов интенсивностью до –3,5 мГл. В рельефе домеловой поверхности она не выражена или проявляется в виде поднятий, что позволяет связывать дефицит масс с увеличением мощности мезозойского комплекса и соответствующим погружением его основания. Возле с. Найденювка эта полоса расщепляется на две ветви: одна из них прослеживается к югу на 50–60 км при ширине 10–15 км, отделяя Каламитско-Центральнокрымский блок от Индольского, и определяется нами как Бурульчанское ответвление мезозоид Азовского вала. Эта структура проявляется в форме и направлении меловых палеодолин и дельт, размещении фаций соответствующих отложений (реконструкции Л. Г. Плахотного, 1992).

Межблоковые зоны Горного Крыма, их ответвления и продолжения в низменные участки и акватории образуют сложный узел и разделяют четыре крупных блока байкальской консолидации: Каламитско-Центральнокрымский, Индольский, Нижнедунайский и Сорочинский. Основными их составляющими являются структуры, традиционно выделяемые под названиями антиклинориев и синклинориев. Хотя представления об их природе со временем изменялись, само их существование, конфигурация и объем (размеры) не подвергались существенным сомнениям и ревизии. Антиклинории проявлены в аномальном гравитационном поле в виде сложных линейных минимумов, а синклинории — максимумов. Это может быть признаком того, что определения этих структур адекватны лишь для уровня поверхности таврической серии; на больших глубинах, судя по приведенным данным, эти структуры имеют противоположный знак: под синклинориями поверхность домезозойской о фундамента относительно поднята (чем обусловлен избыток масс) и значительно погружена под антиклинориями, сложенными мощными осадочными комплексами пониженной плотности. Инверсия этих сопряженных структур, очевидно, происходит на орогенном этапе мезозойского тектоно-магматического цикла. Устойчивые сочетания подобных структур характерны и для других охарактеризованных выше межблоковых зон, где они обычно имеют четко выраженный линейный характер. В Горном Крыму и прилегающей акватории они в совокупности образуют более сложный рисунок. Как правило, простираение антиклинориев и синклинориев согласуется с границами смежных блоков, чем подчеркивается единство блоков и межблоковых структур. Так, Туакский антиклинорий прослеживается (см. рисунок) в субширотном направлении от хребта Караби-Яйла к Карадагу и далее на восток в акватории на 120 км при ширине 7–12 км. Согласно с картой аномального гравитационного поля, на западе эта структура разворачивается на север, огибая с запада Индольский блок. Такая рисовка отличается от общепринятого варианта [28], по которому Туакский антиклинорий продолжается на запад и юго-запад до г. Гурзуф. Очевидно, что в таком случае основным признаком при идентификации структуры и определении ее границ явились выходы на дочетвертичную поверхность пород таврической серии, широко развитых в районе г. Алушта, без достаточного учета глубинных элементов, проявленных в геофизических полях. Высокие значения аномального гравитационного поля (до +4,0 мГл) позволяют выделить здесь своеобразную структуру, названную С. В. Пивоваровым и Л. С. Борисенко (1984) Алуштинским кулольным поднятием, с высоко поднятым докиммерийским фундаментом, незначительными мощностями таврической серии, многочисленными магматическими телами преимущественно основного состава. В ее границах отсутствует линейная складчатость, структурные элементы часто разноориентированы, имеют изометричные формы.

Особенно четкая согласованность простираций основных структур межблоковых зон — антиклинориев и синклинориев — с конфигурацией разделяемых ими блоков проявлена на

южном побережье Горного Крыма и прилегающей акватории. Южная часть Крымско-Черноморского антиклинория [26] в акватории имеет субмеридиональное простирание; при приближении к Крымскому побережью между г. Алушка и мысом Форос она разветвляется: одна ветвь продолжается на северо-восток до г. Алушта на расстояние 45–50 км (Южнобережный антиклинорий), вторая — на северо-запад в район г. Балаклава, т. е. их направление изменяется в соответствии с границами Нижнедунайского и Сорочинского блоков. Подобным образом изменяется направление простирания смежного с востока Южно-Крымского синклинория — с субмеридионального на юге на субширотное: он образует единую структуру с Судакским синклинорием субширотного простирания, которая отгибается с северо-запада Сорочинский блок. К западу от Крымско-Черноморского антиклинория также намечается ряд структур типа синклинориев (Форосское морское поднятие, Лемносский массив), простирание которых изменяется от субмеридионального до запад-северо-западного соответственно границам Нижнедунайского и Каламитско-Центрально-крымского блоков.

Самыми разнообразными структурами мезозойд Горного Крыма являются охарактеризованная выше Алуштинская и Качинская изометричные структуры. Центральную часть последней занимает Качинское поднятие размером 40–45×15–20 км, ориентированное в северо-восточном направлении. Оно сложено [1, 17 и др.] породами тааврической серии сравнительно небольшой (до 4 км) мощности, характеризуется резким поднятием "базальтового" слоя, уменьшением (до нескольких километров) мощности гранитной оболочки, мелкокомпазиционно-блоковым строением. Складчатость тааврической серии [1, 17] не представляет собой повсеместной перемятости слоев (т. е. не является голоморфной): участки мелкой складчатости чередуются с участками спокойного залегания пород; простирание складок часто меняется. По ограничению Качинского поднятия сосредоточено большинство изометричных магматических проявлений Горного Крыма; при этом основную магмаконтролирующую роль играют синформные структуры (грабены) разного возраста (нижне-, средне- и позднеюрские), заложённые вдоль ограничивающих Качинское поднятие разломов, и их ограничения. С северо-запада поднятие ограничено Северо-Крымским (Симферопольским) глубинным разломом, к которому приурочен среднеюрский Битакский грабен. На южном ограничении располагается Бешуйский грабен и грабеноподобная структура — Юго-Западный синклинорий, сложенный среднеюрскими терригенными породами с примесью пирокластического материала и позднеюрскими карбонатными образованиями. Позднеюрские прогибы унаследуют ранне-среднеюрские.

Качинское поднятие ("антиклинорий") и его разломное грабеновое обрамление составляют изометричную морфоструктуру, которая отчетливо видна на космоснимках и из-за своей уникальности названа С. В. Ливозаровым и Л. С. Борисенко (данные за 1984 г.), "древним ядром" Крымских гор, сложенным магматическими породами, т. е. своеобразной тектоно-магматической структурой. Ее особенности, как и Алуштинской изометричной структуры, в значительной мере определяются положением на пересечении разнонаправленных межблоковых зон, характеризующихся повышенной тектоно-магматической и флюидной активностью. Их строение и эволюция не согласуются с представлениями о формировании складчатых структур Горного Крыма под влиянием двустороннего сжатия.

Составными частями межблоковой зоны Керченского п-ова являются [25] погруженные сооружения мезозойд (антиклинории и синклинории), наследующие их альпийские прогибы, испытавшие частичную инверсию. В частности, структуры юго-западной равнины Керченского п-ова сложены дислоцированным карбонатно-терригенным комплексом раннего мела — майкопской серии, испытавшим инверсию и складчатость в предсреднемиоценовое время. Они пространственно совпадают с флишевой зоной Восточно-Крымского синклинория [25, рис. 42] и, видимо, наследуют его.

Таким образом, межблоковые зоны являются структурами длительного унаследованного развития в особом режиме повышенной тектоно-магматической активности. Здесь и на границе со смежными блоками периодически в герциновое, киммерийское и альпийское время возникали узкие грабены, которые подвергались полной или частичной инверсии;

некоторые из них или их части развивались унаследованно на протяжении нескольких циклов. Соотношения инверсированных, новообразованных и унаследованных прогибов практически не изучены; несомненным является факт их сопряженности и сближенности.

В периоды максимальной тектоно-магматической активизации наиболее интенсивные проявления магматизма локализовались прежде всего в пределах межблоковых зон или отдельных их отрезков и в ряде случаев возводятся в определяющий признак последних. Так, западная часть Горного Крыма и продолжение его структур на запад в акватории совпадают с палеоостровной дугой севера Черного моря [34]. Межблоковые структуры Тарханкутского п-ова, их западное акваториальное продолжение и прилегающие участки активизированных смежных блоков В. А. Этин с соавторами [12] выделяют как вулканоплутонический пояс. В районе намечается следующий соподчиненный ряд тектоно-магматических структур: части межблоковых зон, выделяемые как палеоостровные дуги или вулканоплутонические пояса (первый порядок) — протяженные магмоконтролирующие зоны (глубинные разломы) и изометричные структуры до 40–60 км в поперечнике (второй порядок) — магмоконтролирующие зоны прямолинейной или дуговой формы протяженностью до десятков километров (третий порядок) — очаговые изометричные структуры от 5–6 до 20–30 км в поперечнике (преимущественно погребенные, но довольно надежно прогнозируемые по геофизическим данным, особенностям строения перекрывающих отложений и структурно-геоморфологическим данным) (четвертый порядок).

Тектоно-магматические образования разного ранга занимают определенное закономерное место в общей структуре района. Структуры первого порядка совпадают с отрезками межблоковых зон; они окаймляют с юга и севера Каламитско-Центральнокрымский блок, частично накладываясь на его пограничные части. Их длина ограничивается размерами блока, что является одним из показателей определенного единства этих структур и подчеркивает своеобразие Каламитско-Центральнокрымского блока, его аномальную насыщенность продуктами магматической деятельности и неравномерность проявления магматизма вдоль юго-западного обрамления ВЕП, видимо, обусловленную значительным влиянием поперечных субмеридиональных тектонических элементов.

Магмоконтролирующие зоны второго порядка приурочены к известным глубинным разломам: Арцизско-Фрунзенскому и его южному продолжению, Сулинско-Тарханкутскому, Николаевскому, Симферопольскому (Северо-Крымскому) и др. Изометричные тектоно-магматические структуры этого порядка занимают различные положения: они являются составными частями структур первого порядка (Качинская, Алуштинская), группируются согласно простиранию последних, линейных грабеноподобных прогибов, краевых активизированных частей блоков, особенно в местах пересечения или сочленения различно ориентированных магмоконтролирующих зон либо стыковки разных блоков и разделяющих их межблоковых структур.

Магмоконтролирующие зоны третьего порядка часто являются составными частями глубинных разломов, маркируют границы блоков и межблоковых структур, а также их составных частей, ограничивают изометричные тектоно-магматические структуры второго порядка.

Очаговые изометричные структуры четвертого порядка, как правило, группируются в магмоконтролирующие зоны разных рангов и конфигурации. Отмечаются и их узловое скопления, а также изолированное (одиночное) положение, обычно на периклинальных замыканиях прогибов и поднятий.

При проявлениях активизации относительно небольшой интенсивности, а возможно, и параллельно с тектоно-магматическими структурами, формируется ряд структурных и вещественных комплексов, среди которых наиболее распространены следующие:

1. Группа образований, связанных с активизацией газово-жидкой дегазации недр: грязевые вулканы, трубообразные и другой формы наросты карбонатных пород, своеобразные литифицированные ракушечниковые банки. Возникновение и деятельность грязевых вулканов сопровождается как формированием своеобразных фаций — сопочной брскши, псевдотурбидитов [33], так и структурного палеорельефа [31] — конусов размером от 1х1 до 4х4 км и высотой 20–120 м над дном моря, окруженных кольцевыми впадинами с плоским дном или



расположенных в кальдерах проседания с тектоническими границами, заполненных сопочной брекчией. Конусообразные поднятия усложнены вертикальными каналами, заполненными перемьями и разрушенными илестыми отложениями. Большинство из известных грязевых вулканов находится в майкопских отложениях, но их газовая активность продолжается и в настоящее время. Своеобразные карбонатные постройки (гоубоподобные разветвленные наросты, столбы, конусы, древовидные формы и другие высотой 1,5–2,5 м нередко сопровождают газовые факелы — сипы. На участках их развития [23] прослеживаются зоны нарушения сплошности отражающих границ до глубин 450–500 м, пространственно совпадающих с источником газов; однако "корни" газовыделяющих структур находятся на значительно больших глубинах. Газовыделяющие структуры шельфа сопряжены с областями смятия и дробления верхов осадочного чехла, диапироподобными образованиями в средних горизонтах и кольцевыми или линейными разрывами на глубинах. В настоящее время обоснован [6, 13 и др.] глубинный абиогенный источник газов (метана) и соответственно глубинность и взаимосвязь процессов современного структурно-, породообразования и флюидной дегазации.

2. Показателями тектонической, газово-флюидной и, возможно, магматической активизации являются узкие (сотни метров — первые километры) и непротяженные (десятки километров) грабены (миниграбены [3, 4]) — структуры недолговечные, проявляющиеся, как правило, лишь на протяжении одного этапа активизации. Они известны в зонах относительной активности, имеющих признаки глубинных разломов, или являются составными частями полихронных линейных депрессий. К этой группе можно отнести ранне-среднеюрские Битакский и Бешуйский грабены, раннемеловые Белогорский, Салгирский, вероятно Калининский, палеоген-четвертичные Донузлавский, Камышенский и Войновский, ряд современных грабенов в акватории (Палескаланчакский, Южно-Крымский). Подобные структуры предполагаются по ограничению Змеиного блока [15]. Морфология и взаимоотношения миниграбенов с другими структурами изучены далеко недостаточно: в этом отношении имеются лишь разрозненные неполные данные. В один из голоценовых миниграбенов, приуроченных к зоне Ломоносовского разлома [34], вложена долина р. Палеокаланчак. Он представляет собой узкий (1–3 км) протяженный (65 км) асимметричный желоб с крутым южным и пологим северным бортами. Подобный желоб шириной около 1 км и глубиной около 150 м, перекрытый и сивелированный современными осадками, установлен [23] западнее мыса Херсонес. Южнее Крыма один из миниграбенов вложен в мезозойские отложения.

Структуры магматической, газово-флюидной и тектонической активизации тесно пространственно связаны, формируются на определенных этапах развития региона и наследуют друг друга. Так, значительное количество грязевулканических морфоструктур и диапиров, газовых факелов и сопутствующих им карбонатных построек сконцентрировано [33] на площади, ограниченной координатами  $44^{\circ}35'–44^{\circ}55'$  и  $31^{\circ}05'–31^{\circ}55'$ , в пределах прогнозируемой нами по геосизическим данным изометричной тектоно-магматической структуры второго порядка; примерно в тех же границах В. М. Перервой [18] выделена Южная кольцевидная газифлюидодинамическая структура. Группа структур дегазации сконцентрирована также [33] в пределах магматического узла в западной части Каламитско-Центральнокрымского блока. Они также характерны [33] для магмоконтролирующей зоны субширотного простирания, расположенной западнее г. Севастополь — составной части палеоостровной дуги севера Черного моря [34], представляющей собой цепочку изометричных очаговых тектоно-магматических структур. Полоса сгущения сипов наблюдается [31, рис. 1] в пограничной северной зоне Краевой ступени Нижнедунайского блока. Закономерное положение, как правило, на границе структур разного типа и иерархического уровня, совпадая или имея близкое пространственное положение с линейными магмоконтролирующими зонами, занимают и все известные миниграбены Крыма и северо-западного шельфа Черного моря. Такие пространственные и временные соотношения различных структур — индикаторов активизации однозначно свидетельствуют о стабильном, унаследованном положении на протяжении всей известной геологической истории, включая и новейшее время, основных зон активизации.

Приведенные данные позволяют сделать ряд принципиальных выводов об особенностях строения и развития северо-западного шельфа Черного моря и прилегающей территории, которые могут иметь и более общее значение.

Основные типы структур СП — "стабильные" блоки и разделяющие их мобильные межблоковые зоны развиваются унаследованно и сопряженно, образуя совместно единые обособленные структурно-генетические комплексы. Они обуславливают оложный ячеистый рисунок этой территории. Индивидуальное автономное развитие блоков на протяжении всей известной геологической истории свидетельствует об их первичной обособленности, видимо, на протяжении всего фанерозоя. В этом отношении стиль тектоники СП близок к таковому ВЕП. Это и ряд других данных подтверждают вывод о том [20], что СП может рассматриваться как активизированная часть древней (дорифейской) или эпибайкальской платформы, сформированной в режиме, подобном существовавшему при становлении древних платформ. Подтверждается также установленная И. И. Чебаненком [30] закономерность, проявляющаяся в полной зависимости пространственного расположения региональных складчатых деформаций в породах осадочного чехла от внешней формы и взаимного размещения блоков кристаллического фундамента, а контуров блоков от ориентировки региональных разломов.

На примере альпийских геосинклинальных структур Тарханкутского и Керченского п-овов и Михайловской впадины установлено, что зарождение прогибов этого возраста происходит в границах мезозойских межблоковых зон, в первую очередь на участках, которые не были подвержены инверсии. Со временем они мигрируют в сторону соседних блоков, являющихся в данном случае своеобразными форландами с частичной инверсией и сопутствующими ей дислокациями в более раннем прогибе. Этот процесс является перманентным и дискретным и, очевидно, происходит в виде волновых движений, проявляясь в разломообразовании и формировании структур типа щелевых грабенов. Разнонаправленность движений в отдельных частях геосинклинальной зоны позволяет интерпретировать ее не как однородную широкую полосу растяжения, а как сложную систему, состоящую из частей, характеризующихся различными полями напряжений. В формировании структур основную роль играют не резонансные (гетерономные), а автономные процессы. Подобная эволюция геосинклинальных прогибов (миграция их осей, инверсионных и складчатых процессов в пространстве и во времени) характерна также для Восточных Карпат [9] и является, вероятно, одной из основных общих особенностей геодинамики многих подвижных зон.

Приведенные закономерности необходимо учитывать при определении механизма формирования складчатых областей, при оценке значения в их строении разломно-блоковых, пликативных, диапировых и других структур, роли и амплитуд горизонтальных и вертикальных перемещений и других факторов. Они подтверждают вывод Л. И. Архипова с соавторами [2] о необоснованности представлений о существовании на определенных этапах спрединга обширных однородных бассейнов с океанической и субокеанической корой, которые затем подверглись многократному сокращению в поперечном направлении с горизонтальным перемещением масс на десятки и сотни километров. Они также не согласуются с представлениями о глобальной субдукции и коллизии, сопровождаемых повсеместным схватием и соответствующими деформациями.

Процессы активизации проявляются неравномерно не только в пространстве, но и во времени. Намечается определенная цикличность максимумов ее проявления: они частично совпадают с начальными или конечными этапами тектоно-магматических циклов, но не всегда ограничиваются ими. Пары сопряженных структур — повышенной и относительно малой активности существуют на различных иерархических уровнях (блоки — межблоковые зоны, центральные и периферические части многих кольцевых структур и др.).

Геологические и геофизические материалы по Черноморскому бассейну, полученные в последнее время коллективами исследователей под руководством академиков НАН Украины Е. Ф. Шнюкова и В. И. Старостенко, д-ра геол.-минерал. наук В. Х. Геворкьяна и многих других, позволяют по-новому оценить некоторые базовые положения о геологическом

процессу, на которые в данное время безальтернативно опираются многочисленные палеотектонические и палеогеодинамические построения.

В Черноморском бассейне осадконакопление на протяжении всего альпийского тектоно-магматического цикла происходило в контрастных, изменяющихся на незначительных расстояниях условиях. Особенно благоприятные обстоятельства для тесного пространственного переплетения различных осадочных фаций существуют в границах структур повышенной активности. Характерны [33] ассоциации псевдотурбидитов с активными грязевыми вулканами и своеобразными карбонатными постройками над сипами, вулканитов мезозойского и кайнозойского возраста с карбонатными отложениями, в частности с рифовыми постройками и грубоэригенными образованиями. В границах высокоактивных структур осадконакопление осуществляется в условиях расчлененного рельефа морского дна; по склонам и тальвегам каньонов происходит гравитационное перемещение осадочного материала; наличие выступов древних крутых уступов создает благоприятные условия для формирования осадочных комплексов типа меланжа, усложнения нормального стратиграфического разреза вследствие захоронения в формирующихся осадках обрушенных глыб коренных более древних пород. Характерными структурами тектоно-магматической активизации являются жерловины и диатремы. Они довольно детально изучены на Волини и в Беларуси (район г. Жлобин); сложены, как правило, полимиктовыми брекчиями, в составе которых обычны обломки экзотических пород, вынесенных с больших глубин. Есть все основания предполагать, что подобные образования имеют широкое развитие и на СНГ. Ими могут быть те породы, которые однозначно диагностируются как тектонический меланж. Эти данные обязывают критически относиться к представлениям о больших амплитудах горизонтальных перемещений, которые в большинстве случаев базируются на сближении фаций, якобы первично разделенных большими расстояниями, а также на представлении о меланже как однозначном индикаторе коллизионных структур (в частности, суртур).

Приведенные выше особенности эволюции структур и современных геологических процессов должны обязательно учитываться при палеотектонических и палеогеодинамических построениях.

1. Архипов И. В., Гайманов А. Г., Гончаров В. П. и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1970. — Т. 14, № 2. — С. 81–103.
2. Архипов И. В. Офиолиты области Мезотетис: фрагменты коры единого океана или системы глубоководных прогибов? // Там же. — 1987. — Т. 62, вып. 5. — С. 8–23.
3. Гавриш В. К., Петрова С. С. Щілини і конусові мініграбени Дніпровсько-Донецького рифтогену та їх нафтогазоносність. Ст. 1. Загальні відомості // Геол. журн. — 2004. — № 1. — С. 40–44.
4. Гавриш В. К., Петрова С. С. Щілини і конусові мініграбени Дніпровсько-Донецького рифтогену та їх нафтогазоносність. Ст. 2. Геотектонічний розвиток // Геол. журн. — 2004. — № 2. — С. 34–39.
5. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. — М.: Наука, 1972. — 300 с.
6. Геворкян В. Х., Бураков В. І., Ісагулова С. К. та ін. Газовиділяючі споруди на дні північно-західної частини Чорного моря // Дод. АН УРСР. — 1991. — №4. — С. 80–85.
7. Геология СССР, Т. 8. Крым. — М.: Недра, 1969. — 575 с.
8. Геология шельфа УССР. Тектоника. — Киев: Наук. думка, 1987. — 152 с.
9. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. — М.: Недра, 1968. — 264 с.
10. Донгаль Ю. М., Токсвэнко В. С., Трипольская М. И. и др. Особенности тектоники альпийского структурного комплекса Северного Причерноморья. — Киев, 1988. — 51 с. — (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук. № 88-88).
11. Євдошук М. І., Дворянин В. С., Іванюта М. М. та ін. Стан і перспективи розвитку регіональних геофізичних досліджень і перспективи буріння в Азово-Чорноморському регіоні // Сировинні ресурси Криму та прилеглих територій (нефть і газ): Матер. конф. "Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов". — Симферополь: Таврия плюс, 2001. — С. 79–86.

12. Ентин В. А., Ночаова Т. С., Шимкив Л. М., Дзюба Б. М. Крымско-Черноморский регион в потенциальных полях // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона: (Тез. докл. Междунар. конф. "Крым — 2002", — Симферополь: Форма, 2002. — С. 63–64.
13. Кутный В. А., Иноземцев Ю. И. Литификаты как показатели деятельности газовых факелов на северо-западе Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. — Киев: Карбон ЛТД, 2001. — С. 216–227.
14. Лелько В. І., Боробийов А. І., Шульга В. І. та ін. Прогноз нафтогазоносності чорноморського шельфу на основі комплексування геофізичних і аерокосмічних методів // Нафта і газ України: (Матер. 6-ї міжнар. наук.-практ. конф. "Нафта і газ України-2004", Судак, 29 верес. — 1 жовт. 2004 р.) — К., 2004. — С. 184–185.
15. Майстренко Ю. П., Стомба С. П., Освин Т. А. Некоторые данные о строении Змеино-Восточно-Вилковской зоны поднятий по данным интерпретации региональных профилей МГОТ // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ): Матер. конф. "Тектоника и нефтегазоносность пассивных окраин континентов", — Симферополь: Таврия плюс, 2001. — С. 108–113.
16. Мороз В. Ф. Верхнепалеозойские магматические породы, метасоматиты и рудопроявления Нижнего Припрутья. — Кишинев: Штиинца, 1984. — 100 с.
17. Паталяха Е. И., Лукиенко Л. И., Зайка-Новацкий Г. В. Новые решения традиционных проблем — прикладной аспект. — Киев, 1995. — 36 с.
18. Перерыв В. М. Геофлюидодинамика, разрывные структуры и нефтегазоносность северо-западного шельфа Черного моря // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона: Тез. докл. на 1У Междунар. конф. "Крым-2002", Крым, Гурзуф, 9 — 14 сент. 2002 г. — Симферополь, 2002. — С. 152–154.
19. Плахотный Л. Г. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма // Геотектоника. — 1959. — № 3. — С. 98–102.
20. Радзивиш А. Я., Радзивиш В. Я. Особенности развития тектонических и тектоно-магматических структур азово-черноморского шельфа // Геология Черного и Азовского морей. — Киев, 2000. — С. 43–49.
21. Самсонов А. І., Якимчук М. Я., Левашов С. П. Структурно-тектонічне положення виступу Змійного та перспективи нафтогазоносності придунайської частини шельфу Чорного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — Киев: Карбон ЛТД, 1999. — С. 134–139.
22. Сопкоуб Я. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
23. Старостинко В. И., Коболов В. П., Кулас Р. Н. и др. Геофизическое изучение Черноморской впадины: некоторые результаты и перспективы // Геологические проблемы Черного моря. — Киев: Карбон ЛТД, 2001. — С. 99–112.
24. Тектоника Северного Причерноморья / Отв. ред. И.М. Чебаненко. — Киев: Наук. думка, 1988. — 184 с.
25. Тектоника Украины / Отв. ред. С.С. Круглов, А.К. Цыпко. — М.: Недра, 1988. — 254 с.
26. Тектоническая карта нефтегазоносных областей юга Украины и прилегающих районов м-ба 1:500 000: (Объясн. записка) / Ред. А. М. Палий, Л. Г. Плахотный. — Киев: Мингео, 1981. — 40 с.
27. Тектоническая карта нефтегазоносных областей юга Украины и прилегающих районов м-ба 1:500 000 / Ред. А. М. Палий, Л. Г. Плахотный. — Киев: Мингео, 1981. — 6 л.
28. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР м-ба 1:500 000 / Гл. ред. В. В. Глушко. — Киев: УкрНИГРИ, 1988. — 20 л.
29. Хаин В. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964. — 479 с.
30. Чобаленко И. И. Региональные разломы Украины // Закономерности развития региональной тектоники Украины. — Киев: Наук. думка, 1983. — С. 7–21.
31. Шнюков Е. Ф. Грязевый вулканизм в Черном море // Геол. журн. — 1999. — № 2 — С. 37–48.
32. Шнюков Е. Ф., Иноземцев Ю. И., Маслаков Н. А. Геологическая история развития речной сети на северо-западном шельфе Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — Киев: Карбон ЛТД, 1999. — С. 230 — 244.
33. Шнюков Е. Ф., Клощенко С. А. Грязевой вулканизм западного суббассейна Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. — Киев: Карбон ЛТД, 2001. — С. 121–144.
34. Шнюков Е. Ф., Щербатов И. Б., Шнюкова Е. Е. Палеострозовая дуга севера Черного моря. — Киев: ИСА, 1997. — 288 с.

Ин-т геол. наук НАН України,  
Кіев  
E-mail: geoz@bigmir.net

Стаття поступила 09.10.06