

---

**В.Е. Иванов, И.Э. Ломакин**

Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев

## **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ТЕКТОНИКА ЛОМОНОСОВСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА И ФОРОССКОГО ВЫСТУПА**

---

*Показаны существенные различия в геологической истории, тектонике и вулканизме отдельных участков континентальной окраины, выделенной ранее как палеоостровная дуга севера Черного моря. Крупные блоки континентального склона разделены глубинными разломами, являющимися продолжением закономерно ориентированной дизъюнктивной сети юга Украины.*

***Ключевые слова:** Ломоносовский блок, Форосский блок, линеамент, неотектоника, магматическая активность.*

### **Введение**

Обобщение результатов многолетних морских экспедиций ОМГОР НАН Украины с учётом анализа литературного материала позволяет дополнить и расширить существующие представления о геологической позиции и тектонике Ломоносовского палеовулканического центра (ЛПЦ) и Форосского выступа. Эти два обособленных участка континентального склона Чёрного моря характеризуются аномально высокой обнажённостью, наличием крутых, местами субвертикальных уступов. Полученный драгированием обильный каменный материал, данные батиметрических съёмок и наблюдения с борта глубоководных обитаемых аппаратов позволили достаточно подробно изучить особенности геологического строения региона [28, 29, 30, 31, 32].

Ранее была предложена концепция «палеоостровной дуги», в которую включался Ломоносовский палеовулканический центр и весь Горный Крым [29]. Настоящая работа является попыткой дальнейшего развития идей Е.Ф. Шнюкова и соавторов о геологическом строении и истории развития континентальной окраины северного Причерноморья.

Не вступая в дискуссию относительно термина «палеоостровная дуга», следует отметить основные классические признаки молодых и зрелых островных дуг (первого и второго типа). Прежде

© В.Е. ИВАНОВ, И.Э. ЛОМАКИН, 2014

всего, к ним относятся: приуроченность к мобильной зоне сочленения континента и океана (транзитали), интенсивный вулканизм, линейно-зональный характер осадконакопления, контрастность и дифференцированность тектонических движений, существенные различия физических свойств различных блоков коры изучаемых структур. Как правило, активный вулканизм предшествует накоплению флишевой и молассовой формаций. Обязательным критерием островной дуги является также наличие задуговой глубоководной впадины [14].

Для рассмотрения геологической позиции ЛПЦ и Форосского выступа необходим анализ ранее выполненных тектонических исследований Черноморской впадины и её континентальных окраин. К сожалению, после революционной фундаментальной работы А.Д. Туголесова и др. [24], последующие тектонические исследования (например, [4, 10, 17, 18, 23, 34, 36]) носили только уточняющий характер. После того, как были открыты глобальные трансчерноморские структуры — валы Андрусова и Шатского, прогибы Туапсинский и Сорокина, познание тектоники дна Чёрного моря вступило в стадию детализации, а на глобальном уровне — даже стагнации. Должного внимания не было уделено субмеридиональным сквозным глубинным разломам, хотя их структурообразующее значение весьма существенно. Работы Н.С. Шатского и О.С. Ступки [22] оказались либо забыты, либо вообще не принимались во внимание.

О.С. Ступка выделил субмеридиональные разрывные нарушения, направленные субперпендикулярно к простиранию основных структурных элементов Крыма, как первый, главенствующий тип. По своей значимости, отмечал он, их можно сравнить со «сквозными» глубинными разломами, выделенными Н.С. Шатским. Эти структуры являются трансчерноморскими, т.е. чётко проявлены как на северных, так и на южных континентальных окраинах Чёрного моря и пересекают глубоководную впадину.

Признавая существенный вклад предыдущих исследований в развитие идеи об эволюции Черноморской впадины, нельзя согласиться с рядом некоторых спорных построений. В первую очередь это касается Одесско-Синопского разлома. Субмеридиональная сквозная структура — Одесский разлом — на тектонических картах и схемах была естественным образом дугообразно изогнута в юго-восточном направлении. Аналогичным образом в районе континентальной окраины дугообразно изгибались и другие субмеридиональные глубинные разломы — Николаевский, Скадовско-Евпаторийский, Центральнокрымский (Алуштинско-Перекопский), Орехово-Павлоградский и др. [12, 20].

Попытки изгиба природного, прямолинейного направления глубинных разломов предпринимались и с другой стороны Чёрного моря, в частности — известным турецким исследователем А. Акаем [37]. Глубинный разлом, названный ими Западнокрымским, отделяет Стамбульскую зону от центральных Понтид и продолжается далее на север, пересекая Анатолийскую континентальную окраину и Западночерноморскую впадину. Но, вместо логичного продолжения его далее на север, на опубликованных картах разлом меняет своё простирание на северо-западное, минув континентальную окраину Крыма.

Попытки объединить в одно целое различные по простиранию (ортогональные и диагональные) глубинные разломы привели к логическим и методологическим ошибкам, затрудняющим понимание особенностей геологического строения Черноморской впадины и её структурного обрамления.

## **Использованные материалы**

В работе использованы результаты многолетних экспедиций на НИС «Михаил Ломоносов», «Профессор Водяницкий», «Николай Паршин», НПС «Ихтиандр», материалы наблюдений с борта обитаемых подводных аппаратов. Широко использован компилятивный материал.

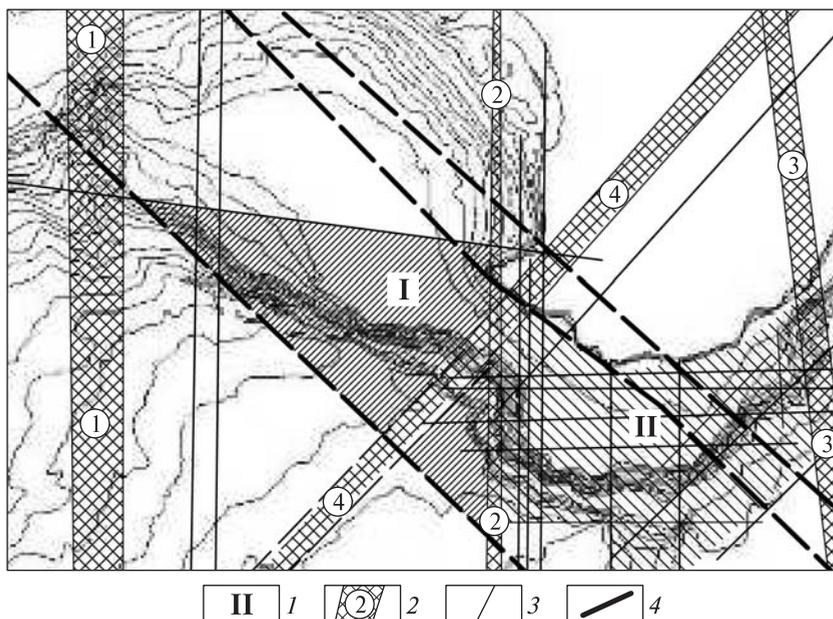
## **Результаты и обсуждение**

Структурно-тектоническая неоднородность Черноморской впадины и её структурного обрамления в настоящее время не вызывает сомнений. Отчетливо выделяются Западно- и Восточночерноморские котловины и разделяющий их вал Андрусова, а также ряд более мелких структурных поднятий и впадин [21, 24]. Также очевидно, что Горный Крым является составной частью структурного обрамления Восточночерноморской котловины и осложняющей её на северо-западе впадины Сорокина.

Трансчерноморская структура северо-западного простирания — вал Андрусова — является составной частью надрегиональной сквозной структуры — Персидско-Европейского линеамента. [16]. На юго-востоке линеамент определяет простирание альпийских горных сооружений Омана и Объединённых Арабских Эмиратов (горноскладчатая система Хаджар-Акдар), юго-западную географическую границу Персидского залива и структурную Предзагросского (Месопотамского) краевого прогиба, далее пересекает Восточный Тавр и Центральноанатолийский микроконтинент, где контролирует простирание горных речных долин и хребтов. По отношению к Понтидам линеамент имеет значение региональной геологической границы, разделяя западные и восточные Понтиды. После пересечения с Понтидами линеамент продолжается на континентальную окраину и впадину Чёрного моря. У континентальной окраины Турции он проявлен как поднятие Архангельского, которое в северо-западном направлении переходит в трансчерноморскую структуру — вал Андрусова. Есть предположение, что в области погребённого вала Андрусова могла существовать Понтида — «мост» между Крымом и Малой Азией. Это кратковременное по геологическим меркам событие, по мнению В.М. Андреева [2], могло произойти в позднем сармате и в конце эо-плейстоцена.

Далее Персидско-Европейская сквозная структура сечет шельф Чёрного моря, разделяя Скифскую и Мёзийскую плиты, и продолжается далее на континент в виде линеамента Тейсера — Торнквиста, являющегося границей между древней Восточноевропейской платформой и герцинидами Европы. Зона Тейсера-Торнквиста, являясь одной из важнейших геологических границ Европы, многократно оживлялась и имеет существенное палеогеографическое значение. Так, в позднем эоцене вдоль линеамента Северное море соединилось с морями Тетиса [26].

Шельф и континентальный склон материковой окраины юго-западного Крыма слагают два крупных блока — Ломоносовский и Форосский. Составной частью первого из них является Ломоносовский палеовулканический массив (ЛПМ) — крутой участок континентального склона с многочисленными выходами изверженных горных пород, обнажённых вследствие неотектонического прогиба впадины Чёрного моря.



1 — ЛПМ: I — Ломоносовский блок, II — Форосский блок. 2 — Глубинные разломы: 1 — Кировоградско-Николаевский; 2 — Криворожско-Скадовско-Евпаторийский; 3 — Центрально-Крымский; 4 — Крымский. 3 — Разломы глубокого заложения. 4 — структурное обрамление вала Андрусова

Важно отметить, что оба этих крупных блока являются фрагментами Персидско-Европейской сквозной структуры. Они находятся в пределах сочленения вала Андрусова с континентальной окраиной Чёрного моря и разделены протяженными разломными зонами субмеридионального и северо-восточного простирания (рисунок).

Ломоносовский и Форосский блоки не однородны в структурно-тектоническом отношении и разбиты на отдельные блоки более низкого порядка разломами субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания, характерными для всего региона в целом. Разломы иных направлений, кроме субширотных, фиксирующих развитие «пул-апартных» структур — единичны.

Ломоносовский и Форосский блоки находятся в пределах выделенной В.Е. Хаиним побочной Добруджинско-Крымско-Кавказско-Копетдагской ветви Альпийско-Гималайского пояса, наложенного на герцинское складчатое основание. Основными особенностями этой колоссальной по протяжённости ветви является отсутствие типичных постгерцинских офиолитов, почти полное отсутствие метаморфизма мезокайнозойского комплекса, крайне небольшое и неповсеместное распространение постгерцинских гранитоидов, незначительная амплитуда надвигов и шарьяжей [25]. Важно отметить, что в Горном Крыму наличие шарьяжей вообще является дискуссионным и недоказанным. Блоки обладают рядом региональных особенностей, определяющих их структурно-геологическое своеобразие. Их объединяет высокая амплитуда неотектонических движений и, как следствие, наличие многочисленных доступных для изучения обнажений на континентальном склоне.

**Ломоносовский блок.** Данные о границах этого уникального блока северной континентальной окраины Чёрного моря неоднозначны, т.к. изучался не блок в целом, а его хорошо обнажённый фрагмент — ЛПМ. В некоторых научных публикациях [33] указывается, что район ЛПМ «занимает участок континентального склона с координатами крайней западной точки выходов кристаллических пород  $44^{\circ} 35'$  с.ш. и  $32^{\circ} 35'$  в. д. и крайней восточной —  $44^{\circ} 24'$  с.ш. и  $33^{\circ} 04'$  в. д». При этом удивляет, что простирание ЛПМ  $310\text{—}320^{\circ}$ , характерное для структур всего юга Русской платформы и северного Причерноморья в частности, в указанной выше работе называется «субширотным». В то же время, по Е.Е. Шнюковой, «Массив представляет собой гигантское подводное обнажение, протянувшееся на 40 км вдоль подножия континентального склона в северо-западном направлении; ... массив продолжается далее как на запад, так и на восток, однако исследования за пределами крайних обнаруженных точек выходов затруднены» [32]. Вопрос о конкретных геологических границах ЛПМ, таким образом, остаётся открытым и требует дополнительного обоснования.

Ломоносовский блок и его составная часть ЛПМ непосредственно граничат с Форосским блоком. Последний представляет собой один из крупнейших в Чёрном море структурных выступов, сопоставимых по размерам, пожалуй, только с поднятием Архангельского [24]. Естественной границей между этими двумя крупными блоками тектоносферы является глубинный Криворожско-Скадовско-Евпаторийский разлом. Это фрагмент трансчерноморской сквозной структуры и естественное продолжение «Западнокрымского разлома», не продолженного А. Окаем логически на север. Простирание крутого континентального склона в зоне сочленения двух крупных блоков резко меняется на субмеридиональное, полностью подчиняясь влиянию Криворожско-Скадовско-Евпаторийского разлома. Важно отметить, что на продолжении этой крупной сквозной структуры в котловине Чёрного моря расположены многие грязевые вулканы, в частности, «МГУ» и «Южморгео». Геологические границы и тектонолинеаментные системы Ломоносовского блока по данным батиметрических съемок и наблюдений с борта ПА ориентированы в субмеридиональном и северо-восточном направлении.

Собственно для ЛПМ, удобного для изучения в связи с хорошей обнажённостью, характерна делимость на блоки более низкого порядка, что подтверждается батиметрическими (геоморфологическими), геофизическими и петрологическими исследованиями. Самые древние осадочные породы представляют собой филлитоподобные аргиллиты, датированные нижним карбоном [29]. Е.Е. Шнюковой [32] показано чёткое различие этих блоков второго порядка: «По картине распределения магматических пород ЛПМ можно условно разделить на три части: восточную, центральную и западную. Самая мощная (около 900 м) вулканическая толща находится на востоке ЛПМ. Граница между восточной и центральной частями проходит примерно по меридиану  $33^{\circ}$  в.д. На востоке и в центре ЛПМ средняя часть склона занята вулканическими породами нормального ряда, а в основании склона залегают плутонические породы. Центральная часть отделена от западной широкой полосой развития черных сланцев (магматических выходов здесь нет), за которой расположен район развития исключительно субщелочных пород». Также характерно «нарастание калиевоности и уменьшение магнезиальности пород с востока на запад». Отдельные блоки ЛПМ чётко отличаются по петрохимической специализации. Их границами

являются разломы субмеридионального и северо-восточного (СВ 45°) простираний, что отчётливо прослежено батиметрическими съёмками и маршрутными съёмками с борта обитаемого подводного аппарата. В указанных направлениях ориентировано преобладающее большинство долин и распадков района.

Весьма сомнительны представления о «магматизме как факторе рельефообразования» [33]. С момента последних излияний вулканических пород прошло более 26 млн лет, в течение которых магматические геологические тела должны были быть либо сnivelированы эрозией, либо перекрыты мощной тощей осадочных образований. Скорее всего, ведущая рельефообразующая роль принадлежит неотектоническим процессам — дифференцированным вертикальным тектоническим движениям, в том числе — по контактовым зонам осадочных и магматических пород. Подобные явления характерны не только для неотектонически активных районов, но и для древних платформ (например, для даек габбро-долеритов Восточносибирской платформы (личные наблюдения автора). Поэтому западнее ЛПМ в пределах Ломоносовского блока магматические породы не были обнаружены именно из-за незначительной амплитуды неотектонических движений. Здесь крутые уступы, в которых обнажаются коренные породы, проявлены гораздо в меньшей степени. То, что магматические породы здесь не были подняты драгами, вовсе не означает их отсутствие. Скорее всего, они перекрыты толщей осадочных образований, сформированных в поствулканические временные интервалы.

Юго-западную границу Ломоносовского блока мы проводим по флангу Персидско-Европейского линеамента. ЛПМ не является границей блока и представляет собой неотектонически активизированную его часть. Это хорошо видно на сейсмопрофиле МОГТ (рис. 36 [24]). Погребённый континентальный склон не заканчивается у подножия ЛПМ. Существенно не меняя средней крутизны (10—20°), он продолжается под толщей осадочных образований до глубин 14 км. Мощность кайнозойских отложений здесь достигает 12 км. На рис. 36 [24] также хорошо видно выклинивание майкопских слоёв по мере приближения к погребённому континентальному склону, что характерно для вала Андрусова в целом.

Вопрос о западной границе ЛПМ дискуссионен. Граница же самого Ломоносовского блока очевидна — это Кировоградско-Николаевский разлом. Здесь генеральное направление континентального склона Чёрного моря резко меняется с северо-западного на субширотное. Положение глубинного разлома чётко фиксируется на батиметрических картах как крупная линейная отрицательная форма рельефа субмеридионального простирания. Анализ карты максимальных касательных напряжений по данным наземной гравиметрии, любезно предоставленной В.П. Коболевым, показывает, что западная часть ЛПМ разбита субмеридиональными тектоническими нарушениями, параллельными Кировоградско-Николаевскому разлому. Отсутствие выходов здесь коренных, магматических пород, как было отмечено выше, связано с более низкой амплитудой вертикальных дифференцированных тектонических движений на шельфе и континентальном склоне, и, как следствие, преобладанием аккумуляции осадков над подводной эрозией. Восточная граница ЛПМ чётко прослежена в ряде работ [5, 35] и соответствует границе между областями неотектонического интенсивного опускания и слабого опускания.

Северная граница Ломоносовского блока, скорее всего, проходит по крупному субширотному тектоническому нарушению, определившему простирание и

конфигурацию Севастопольской бухты и простирание континентального склона между Одесским и Криворожско-Николаевским разломами (см. рис.). Блоковое строение дна Чёрного моря и роль указанного субширотного нарушения, как одной из важнейших геологических границ, хорошо видна на новейших геологических картах [1].

Анализ возраста фаз тектоно-магматической активизации ЛПМ показал следующее: Этапы магматической активизации, проявленные на ЛПМ, в Горном Крыму не обнаружены. Е.Е. Шнюковой установлено, что как вулканические, так и плутонические породы Ломоносовского подводного массива в 90-х годах были продатированы К—Аг методом (39 определений) преимущественно как меловые и палеогеновые (от 147 до 41 млн лет, единично 170 и 26—31). Это особенно интересно ввиду того, что в Горном Крыму ни меловых, ни тем более палеогеновых собственно магматических пород не установлено. На основании результатов К—Аг датирования можно выделить два всплеска усиленной магматической активности в ЛПМ: раннемеловой (с максимумом около 125 млн лет) и позднемеловой-палеогеновой (с максимумом около 65 млн лет)» [32] (Табл. 1). Интересно, что позднеальбский вулканизм, наиболее ярко проявленный в районе г. Балаклава (около 100 млн лет), не имеет возрастных аналогов на ЛПЦ. Далее следует: «Для кислых пород ВМ-серии устанавливаются две группы возрастов: раннемеловая 140—107 млн лет (восточная часть ЛПМ) и позднемеловая-палеогеновая 71—41 млн лет (граница восточного и центрального участков). Похожие две группы определяются для основных пород УМ-серии: 130—124 и 51—41 млн лет соответственно. В кислых — средних породах УМ-серии эти две группы несколько древнее: первая 170, 147—112 млн лет, вторая 89—71 млн лет. Продатированные породы УМ-серии отобраны с границы восточного и центрального участков либо с центрального. Шошонитовая серия западного участка датирована в узких пределах — 77—62 млн лет» [32].

«Для плутонических пород устанавливается четкое разграничение времени проявления калиево-натриевой серии центрального участка (126—94 млн лет) и натриевой серии восточного участка (65—50 млн лет). Датировки для отдельной трондьемитовой серии плутонитов отсутствуют. Основные плутонические породы дают большой разброс значений возраста» [32].

Отличия в определении датирования К—Аг методом и U—Pb датированием цирконов в магматических породах ЛПЦ [32] не случайно. Циркон — исключительно тугоплавкий минерал (температура плавления — около 2410—2450° при нормальном давлении), поэтому он не всегда сингенетичен магматическим породам, в которых встречается. Вполне возможно его современное присутствие в них в результате предшествующих сложных геологических процессов, в том числе — благодаря комплексному воздействию ликвации, контаминации и анатексиса.

Сопоставление тектонических событий на ЛПМ и в Юго-Западном Крыму показало существенное отличие во времени тектоно-магматической активизации. Колоссальный всплеск вулканизма на ЛПМ связан с ларамийской фазой орогенеза. Попытки установления последствий проявления ларамийских тектонических движений в Горном Крыму [11] вступают в противоречие с результатами изучения несогласий в верхнемеловых и палеогеновых породах и их литологического состава [3, 27].

Таким образом, очевидно, что ЛПЦ является составной частью отдельного, обособленного от Горного Крыма блока, наиболее характерные черты — проявления верхнеюрского (как в Северной Добрудже) и палеогенового вулканизма. Особенно интересно внедрение шошонитовой серии в узком временном интервале — верхний мел-палеоцен. В эти эпохи активные тектонические события в Горном Крыму не происходили, а условия были близки к платформенным [27].

**Форосский структурный выступ** — это уникальный, обособленный от сопредельных территорий блок тектоносферы. Он отделяется от ЛПЦ Криворожско-Скадовско-Евпаторийским разломом, а от континентальной окраины Восточного Крыма — глубинным Центральнокрымским разломом. Последний также имеет субмеридиональное простирание и разделяет Крымское горноскладчатое сооружение на западную и восточную части. Иногда он упоминается в литературе как Алуштинско-Перекопский [6]. К востоку от разлома расположены Туакское поднятие и синклиорий Восточного Крыма, к западу — синклиорий Юго-Западного Крыма, Никитская синклиналь и Ялтинская антиклиналь.

В зоне пересечения Алуштинско-Перекопского разлома с Крымским горноскладчатым сооружением последнее разбито на несколько полуизолированных фрагментов, крупнейшими из которых являются яйлы Бабуган, Чатырдаг, Демерджи и Долгоруковская. В зоне влияния глубинного разлома расположена эрозионно-тектоническая Салгирская впадина. Простирание Чатырдаг-яйлы и Салгирской впадины определяется субширотными структурами, характерными для зоны Алуштинско-Перекопского разлома. Здесь отчётливо проявлена раздробленность Крымского горноскладчатого сооружения на блоки, именно здесь его вершины достигают максимальной высоты. Субмеридиональный Алуштинско-Перекопский разлом и более мелкие структуры северо-западного простирания контролируют распределение среднеюрских малых интрузий, крупнейшая из которых — Аю-Даг [19].

Блоковое строение Крымских гор отчётливо проявлено в обособленности Алуштинского участка от сопредельных территорий. Ограниченный зоной глубинного Алуштинско-Перекопского разлома на востоке, Алуштинский макроблок характеризуется максимальной амплитудой неотектонических движений, что проявилось в высоте Главной гряды Крымских гор. Наряду с Ялтинским участком, на континентальной окраине здесь сосредоточено большинство эпицентров землетрясений, в том числе высокой магнитуды. Эпицентры закономерно приурочены к тектоническим узлам — зонам пересечения крупных тектонических нарушений на континентальной окраине. Следует отметить, что Центральнокрымский разлом чётко разграничивает две ветви Крымского горноскладчатого сооружения — западную и восточную.

В отличие от ЛПЦ, есть все основания считать, что Форосский выступ является погружённой частью Крымского горноскладчатого сооружения. Анализ локальной составляющей максимальных касательных напряжений, выполненный в рамках проекта GRACE [13], показывает, что Форосский выступ представляет собой крупную положительную аномалию геоида. Более детальные данные наземной гравиметрии по определению локальной составляющей поля максимальных касательных напряжений, любезно предоставленные В.П. Коболевым, не оставляют сомнений, что Форосский выступ имеет блоковое строение. Чётко проявлены 3 субмеридиональные зоны, представляющие собой положительные

аномалии геоида — прибрежная, центральная и южная. Также в центральной части Форосский выступ разбит двумя крупными субмеридиональными дислокациями. Блоковое строение Форосского выступа подтверждается данными геоморфологических исследований.

Однако, при геоморфологическом районировании [31] была получена несколько иная картина. На приведённых блок-диаграммах угадывается влияние субмеридиональных разломов и даже отчасти — субширотных. К сожалению, выбранная пропорция вертикального и горизонтального масштабов делает приведённые схемы малоинформативными.

Уникальна восточная граница Форосского выступа. Здесь, в зоне пересечения Центральнокрымским разломом континентальной окраины Черноморской впадины, находится главнейшая для Крыма сейсмогенерирующая зона. Именно в ней сосредоточена основная часть эпицентров землетрясений, максимальных как по количеству, так и по магнитуде. Очевидно, что восточный фланг Форосского выступа следует рассматривать как важнейшую геологическую границу. На некоторых опубликованных картах и схемах [5, 35] это — граница между областью интенсивных опусканий и относительно стабильной или слабо поднимающейся областью. Блок Форосского выступа представляет собой тектонический узел со сложным геологическим строением, с хорошо проявленными вторичными разломами, возникшими в результате оживления глубинных разломов мало-сдвиговой кинематики [15]. Именно с тектоническим узлом здесь связаны и повышенные значения теплового потока.

Характерной особенностью геологического строения Форосского выступа является широкое развитие осадочных и пирокластических пород. Осадочные отложения в основном представлены верхнеюрскими, ниже- и верхнемеловыми известняками, глинами, песчаниками и мергелями [32]. Поднятые в 1974—75 гг. во время рейсов НИС «Академик Вавилов» глыбы туфов андезитодацитового состава были датированы как альбские [15]. Структурно-тектоническая неоднородность континентальной окраины Западного Крыма подтверждается данными Е.Е. Шнюковой: «Широкое развитие пирокластических и вулканогенно-осадочных пород резко отличает Форосский выступ от ЛПМ» [32]. И далее: «Изученные туфы отличаются от сходных по возрасту наземных образований района Балаклавы составом и количеством темноцветных минералов». Это значит, что Форосский массив вряд ли может рассматриваться как источник поступления пиро-кластики в Балаклавскую котловину. Очевидно, что магматические проявления в пределах Форосского выступа происходили многоэтапно, причём наиболее древние из них могут быть отнесены к ранней юре (197 млн лет) [32], а некоторые образцы диабазов — предположительно к средней юре [15].

Приведённые данные однозначно указывают на очевидное различие ЛПМ, Форосского выступа и юго-западной части Крымского горноскладчатого сооружения.

При обсуждении результатов необходим анализ основных этапов тектоно-магматической активизации выделенной В.Е. Хаиным западной ветви Добруджинско-Крымско-Кавказско-Копетдагской ветви Альпийско-Гималайского пояса. Ниже приводится таблица, в которой сопоставляются основные фазы орогенических и магматических проявлений Северной Добруджи, ЛПЦ, Форосского выступа и Юго-Западного Крыма (с учётом [8]).

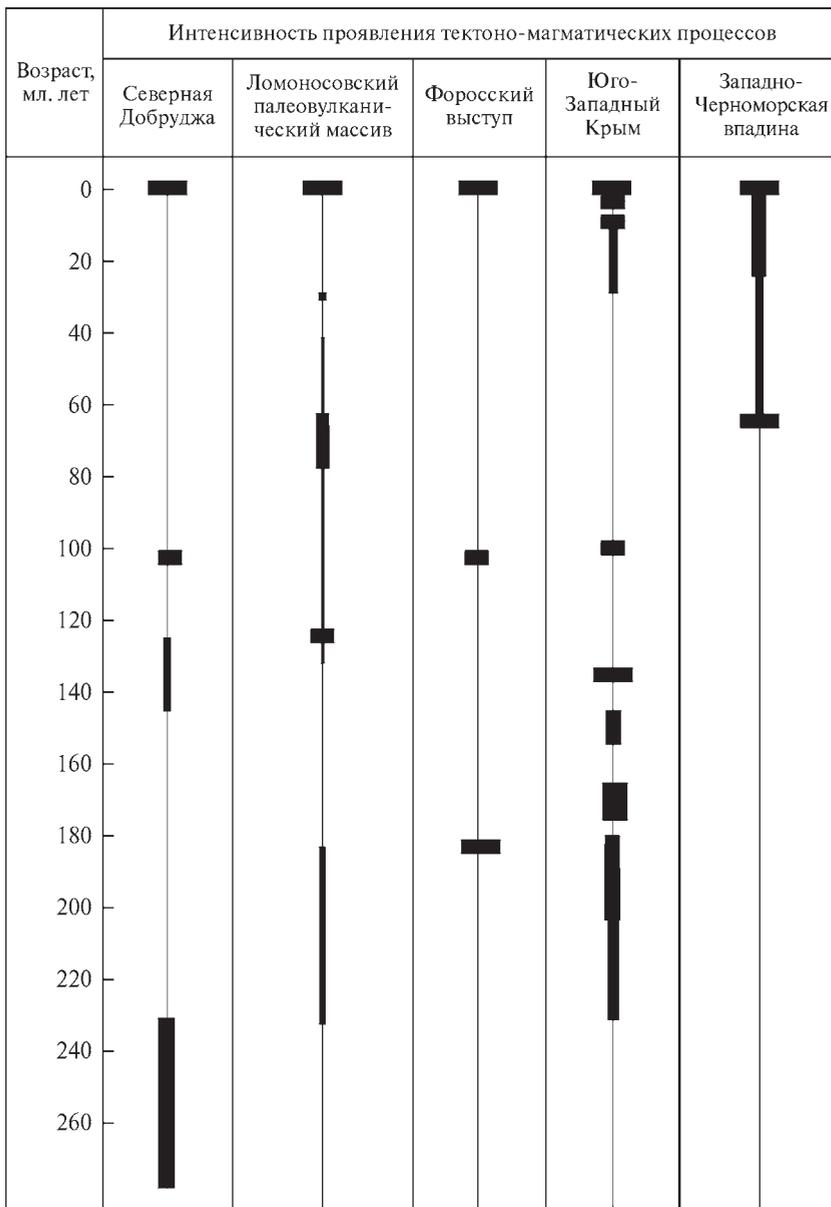
Таблица 1. Основные этапы тектоно-магматической активизации Северной Добруджи, ЛПЦ, Форосского выступа и Юго-Западного Крыма

Стратиграфическое подразделение	Абсолютный возраст подошвы слоя	Северная Добруджа	Ломоносовский палеовулканический центр	Форосский выступ	Юго-Западный Крым	Западно-Черноморская впадина
Голоцен	10 тыс. лет	Неотектоническая активизация. Дифференцированные вертикальные тектонические движения. Активизация разломной сети	Дифференцированные вертикальные тектонические движения на континентальном склоне Чёрного моря. Формирование резко расчленённого рельефа	Дифференцированные вертикальные тектонические движения, формирование изостатически нескомпенсированных блоков. Формирование резко расчленённого рельефа	Неотектоническая активизация. Интенсивные дифференцированные вертикальные тектонические движения с максимумом 2–3 тыс. лет назад. Структурная перестройка региона	Продолжение интенсивного прогибания. Дифференцированные вертикальные тектонические движения. Оживление грязевого вулканизма. Формирование толщи сапропелей
Плейстоцен	800 тыс. лет		Неотектоническая активизация	Неотектоническая активизация	Продолжение структурной перестройки региона. Воздымание Крымского горноскладчатого сооружения. Активизация склоновых процессов. Формирование отложенной массандровской свиты	Всплеск грязевулканических процессов в постновоэвксинское время
Эоплейстоцен	1,6–1,8 млн лет					Неоднократное изменение уровня моря. Продолжение прогибания Черноморской впадины
Акчатыл	3,0 млн лет					
Киммерий	5,0 млн лет	Данные отсутствуют				
Поздний миоцен	13,6 млн лет		Данные отсутствуют			Вовлечение в общее прогибание впадины вала Андрусова
Средний миоцен	16,5 млн лет					
Ранний миоцен	23 млн лет			Данные отсутствуют		
Олигоцен	37 млн лет		Внедрение кислых и средних пород УМ-серии 89–71 млн лет (турон-маастрихт). Внедрение кислых пород ВМ серии (71–41 млн лет), максимум — 65 млн лет. Извержения шо-			

Эоцен	54 млн лет	шонитовой серии западного участка. <b>Ларамийская фаза орогенеза активно проявлена.</b> Единичные извержения лацитовых лав а олигоцене (31—26 млн лет)	Формирование толщи вулканогенно-осадочных пород. Возраст не определен. Предположительно — ранний мел	Тектонически спокойный «квазиplateformный», этап. Формирование толщ морских отложений, иногда с незначительными размывами. Прогибание в районе Альминской впадины. <b>Ларамийская фаза орогенеза не проявлена</b>	Начало внедрения мантйного плума. Начало образования современной Западно-Черноморской впадины Однозначные данные отсутствуют. Чёрное море — часть мелководного Тетиса с периодически возникающими глубокими линейными прогибами		
Палеоцен	65 млн лет	Внедрение кислых и средних пород УМ-серии в интервале 147—112 млн лет. Всплеск вулканической активности. Внедрение кислых пород (140—107 млн лет), титон-ранний альб. Максимальная вулканическая активность — 125 млн лет (валанжин). Внедрение пород калиево-натриевой серии центрального участка ЛПЦ в интервале 126—94 млн лет (валанжин-сенонан)	Данные отсутствуют. Отдельные находки верхнеюрских известняков (не исключено, что олистолитов, сползших вниз по склону в неозотепе)	Позднекимммерийская фаза складчатости. Дифференцированные вертикальные тектонические движения. Формирование грабенов окрестностей Балаклавы и Салгирской впадины. Образование толщ титон-бериясовских конгломератов	Дифференцированные вертикальные тектонические движения. Образование конгломератов оксфордского яруса. Отдельные данные о внедрении келловейских вулканитов		
Маастрихт	72 млн лет						
Кампан	83 млн лет						
Сантон	87 млн лет						
Коньяк	88 млн лет						
Турон	91 млн лет						
Сенонан	96 млн лет						
Альб	108 млн лет					Заключительные деформации ( <b>Австрийская фаза складчатости</b> )	<b>Австрийская фаза складчатости.</b> Мощные орогенетические движения. Оживление системы Балаклавских сдвигов. Извержение пирокластических пород в окрестностях Балаклавы
Барем	116 млн лет						
Готерив	122 млн лет					Данные отсутствуют	Данные отсутствуют.
Валанжин	130 млн лет						
Берияс	135 млн лет						
Титон	141 млн лет	Активизация разлома Печеняга-Камеяна. Формирование дальних, преимущественно кислых вулканитов	Данные отсутствуют.	Позднекимммерийская фаза складчатости. Дифференцированные вертикальные тектонические движения. Формирование грабенов окрестностей Балаклавы и Салгирской впадины. Образование толщ титон-бериясовских конгломератов			
Киммеридж	146 млн лет						
Оксфорд	154 млн лет						
Келловей	160 млн лет	Данные отсутствуют	Данные отсутствуют	Дифференцированные вертикальные тектонические движения. Образование конгломератов оксфордского яруса. Отдельные данные о внедрении келловейских вулканитов			

Стратиграфическое подразделение	Абсолютный возраст подошвы слоя	Северная Добруджа	Ломоносовский палеовулканический центр	Форосский выступ	Юго-Западный Крым	Западно-Черноморская впадина
Бат	167 млн лет	Данные отсутствуют	Едиличные проявления магматизма Данные отсутствуют. Единичные находки пород таврической серии, филлитоподобных аргиллитов карбона	Извержение лацитовых лав	Образование вулканогенной толщи верховий Бельбека, Качи и Альмы, долины р. Бодрак, Западной части ЮБК. Леменского блока, района м. Фиолент; внедрение байос-батских интрузивных тел габбро-диабазов и платиотранит-порфиров. Формирование среднеюрских прогибов	
Байос	176 млн лет					
Аален	180 млн лет					
Ранняя юра	205 млн лет				Извержение вулканогенных образований долины р. Салпир и Бодрак-Альминского между-речья. Продолжение формирования прогибов. В конце ранней юры — орогенческие движения, вызвавшие угловые несогласия между триас-нижнеюрскими и среднеюрскими отложениями	
Поздний триас	230 млн лет			Отдельные находки пород таврической серии (свидетельство существования верхнетриас-нижнеюрского прогиба)	Проявление вулканизма в окрестностях Симферополя. Формирование спилито-кератофировой формации, в которой лавы господствуют над пирокластами. Начало образования прогибов и накопления в них терригенных пород таврической серии	
Средний триас	240 млн лет	Внедрение риолитов			Данные противоречивы	
Ранний триас	245 млн лет	Внедрение комплекса сиенитов			Завершение герцинской складчатости. Формирование Скифской плиты	
Палеозой	570 млн лет					Данные отсутствуют

Таблица 2



Из данных, приведённых в табл. 1, 2, хорошо видна разновременность проявлений тектонической активизации и магматизма в пределах отдельных фрагментов выделенной палеоостровной дуги. Напротив, отчётливо проявлено блоковое строение, обусловленное различной предшествующей геологической историей, нахождением в пределах различных планетарных структур и геодинамических обстановок. Единая планетарная сеть тектонолинеаментов, в том числе — сквозных глубинных разломов — определяет основные геологические границы, разделяя блоки, различные по геолого-геофизическим характеристикам и истории развития.

## Заключение

Показано, что попытки представить «магматизм как фактор рельефообразования ЛПМ» [33] весьма сомнительны. Со времени формирования магматических образований на континентальном склоне Чёрного моря уже минуло несколько геологических эпох, не говоря уже о таких менее продолжительных геохронологических интервалах, как века. Образование крутых, местами субвертикальных уступов Форосского выступа, сложенных осадочными породами, не связано с магматизмом. Очевидно, что основным рельефообразующим фактором в Горном Крыму, в пределах ЛПМ и Форосского выступа являются тектонические процессы, а именно — унаследованное развитие древней разломной сети при формировании Чёрноморской впадины и её структурного обрамления. Контуры магматических тел закономерно проявились в рельефе в результате постмелового погружения морского бассейна, вероятно, по термальной модели, рассчитанной Гончаром В.В. [9]. Отдельные положительные формы рельефа, очевидно, обусловлены большей механической прочностью магматических образований, и, как следствие, более высокой стойкостью к подводной эрозии. Как отмечалось выше, возможно также неотектоническое оживление контактовых зон, что не является редкостью в континентальной и морской геологии.

Широкое развитие мел-палеогенового вулканизма на ЛПМ не случайно и может быть связано с началом образования Черноморской впадины и контактом её вновь образованных контуров со структурным обрамлением вала Андрусова. Уже существовавший до этих событий, магматический центр подвергся воздействию многофакторных физико-химических процессов, вызвавших оживление вулканической деятельности, сопровождающейся контаминацией и анатексисом. Именно в поле анатектитов попадают на петрохимических диаграммах Ля Роша Н., Ритмана А. и Готтини Дж.А. некоторые специфичные серии базальтов [7] переходной зоны океан-континент, не связанные напрямую с образованием островных дуг.

Выше мы останавливались на практически полном отсутствии проявлений ларамийской складчатости в Горном Крыму. Угловые несогласия, связанные с ларамийскими событиями, хорошо проявлены в южной части Мизийской плиты (в районе Варны), в зоне Болгарского среднегорья, в Западном и Восточном Понте [3]. Поэтому интенсивный вулканизм на границе мела и палеогена подчёркивает обособленность ЛПМ от Юго-Западного Крыма, его уникальную геологическую историю.

Изложенный материал позволяет дополнить существующие представления о зоне выделенной ранее палеоостровной дуги севера Чёрного моря. Безусловно, доказано существование целого ряда палеовулканических центров на северной континентальной окраине. Некоторые вулканические постройки образованы в субаэральных условиях, не исключена также возможность нахождения выше уровня моря плутонических образований. Но блоковое строение территории предопределило разновозрастность и различную петрохимическую специализацию магматических процессов на всём протяжении северной континентальной окраины Чёрного моря. Не исключено, что отдельные звенья палеоостровной дуги поднимались выше уровня моря в различные временные этапы. В данном понимании термин «палеоостровная дуга» не в полной мере соответствует его классическому

определению [14]. Не существует естественной последовательности классической смены формаций, а именно — спилито-кератофировая формация здесь не древнее флишевой. «Шошонитовая серия», как индикатор субдукционных процессов, выделена на очень ограниченном пространстве, не сопоставимом с мощностью литосферы Чёрного моря [21]. Поэтому находки нескольких образцов, близких по петрографическим характеристикам к трахибазальтам, не могут быть однозначным признаком существования древней транзитали на северной континентальной окраине Чёрного моря. Кроме того, эти породы легко и уверенно трактуются как банальные анатектиты, свойственные любым погружаемым и переплавляемым блокам земной коры, сложенным магматическими породами.

В северном Причерноморье явно намечается выделение системы различных по тектонической специализации и возрасту формирования крупных литосферных блоков, разделяемых серией субмеридиональных дизъюнктивных дислокаций, являющихся продолжением разломных зон Скифской плиты и Европейской платформы. Это хорошо иллюстрирует особенности геологического строения и этапность тектонической активизации Добруджи, Ломоносовского и Форосского блоков, Юго-Западного и Восточного Крыма.

## **Выводы**

1. Зона, известная как Палеоостровная дуга севера Чёрного моря, развивалась фрагментарно и разновремененно. Достоверные аргументы, однозначно указывающие на существование единой протяженной структуры, развивающейся в общих структурно-тектонических условиях, в течение одного и того же геологического времени, и даже — века и эпохи, отсутствуют. Разновременное развитие отдельных фрагментов палеоостровной дуги — это проявление гетерогенности строения Черноморской впадины и её структурного обрамления.

2. ЛПЦ и Форосский выступ являются обособленными блоками тектоносферы, ограниченными с востока и запада сквозными глубинными разломами субмеридионального простирания. Это фрагменты Персидско-Европейской сквозной структуры, составной частью которой является вал Андрусова и его структурное обрамление.

3. Субмеридиональные сквозные разломы, трассирующие с Украинского щита на молодые платформы, Причерноморский прогиб и Крымское горно-складчатое сооружение, являются основными геологическими границами, разделяющими континентальную окраину Чёрного моря на отдельные блоки. Глубинные разломы и связанные с ними тектонические нарушения второго порядка являются источниками поступления мантийного и корового вещества.

4. Блоки северной континентальной окраины Чёрного моря развивались обособленно, что отразилось в различном возрасте их тектоно-магматической активизации, а также в петрохимических особенностях.

## **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Аврамец В.М., Какаранза С.Д., Белецкий С.В. Геологическая карта и карта полезных ископаемых дочетвертичных образований акватории Чёрного и Азовского морей. М-б: 1 000 000. Министерство охраны окружающей природной среды Украины. Государственная геологическая служба, 2007 г.

2. Андреев В.М. Проблема Понтиды и долины древних рек в Чёрном море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана — 2010. — № 2. — С. 47—50.
3. Архипов И.В. Несогласия и перерывы в разрезах кайнозойских отложений обрамления Чёрного моря // Бюл. МОИП, отд. геол., 1986. — Т. 60. — вып. 1. — С. 3—7.
4. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона, М.: Научный мир, 2007. — 172 с.
5. Бондарев И.П. Основные черты и этапы формирования экосистемы Чёрного моря в позднем плейстоцене-голоцене. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана — 2012. — № 2. — С 53—71.
6. Борисенко Л.С., Чебаненко И.И., Шаталов Н.Н. и др. Новейшая тектоника Крыма по данным геолого-геофизических и аэрокосмических исследований // Геол. журн. — 1998 — № 3. — С 3—11.
7. Геворкьян В.Х., Ломакин И.Э., Касабов Р.В. Структурное положение и изверженные породы поднятия Ян-Майен. М.: Наука, 1983. — С. 256—263.
8. Геология СССР — т. VIII, часть 1 — М.: Недра, 1969. — 576 с.
9. Гончар В.В. Опыт реконструкции термального погружения Западночерноморской впадины. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2010. — № 1. — С. 48—60.
10. Гончар В.В., Трегубенко В.И., Токовенко В.С. Режимы деформирования и взаимодействие плит Черноморско-Крымской области конвергенции. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2007. — № 2. — С. 5 — 18.
11. Горайнов С.В. Кайнозойские тектонические движения Восточной Европы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана — 2013. — № 3. — С. 55—65.
12. Дачев Х., Вольновский И.С., Чекунов А.В. Геофизические параметры южного сектора Альпийского орогена. — К.: Наукова думка, 1996. — 216 С.
13. Довбнич М.М., Демянец С.Н. Геодинамическая и геотектоническая позиция полей геоизостатических напряжений сейсмоактивных сегментов Украины. // Науковий вісник НГУ — 2010. — № 2. — С. 57—63.
14. Ермаков В.А. Островные и вулканические дуги. Проблемы соотношения и типизации дуг. — [http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/symposium\\_4/abstr/abs1-5.pdf](http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/symposium_4/abstr/abs1-5.pdf)
15. Занкевич Б.О., Токовенко В.С., Шафранська Н.В. Тектонічна позиція Фороського виступу континентального схилу Чорного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана — 2008. — № 1. — С. 95—105.
16. Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Кочелаб В.В. Линеаменты дна океанов и сквозные структуры. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана — 2011. — № 4 — С. 30—46.
17. Мейснер А.Л. Основные разломы вала Шатского и их влияние на формирование структуры Восточно-Черноморского региона. // Вестн. Моск. ун-та — Сер. 4, Геология, 2009 — № 4 — С. 14—19.
18. Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Лыгин В.А. и др. Альбом электронных карт геофизических аномалий Азово-Черноморского региона и их геологическое истолкование // Вестн. Моск. ун-та.— Сер. 4, Геология. — 2006. № 1. — С. 58—69.
19. Пивоваров С.В., Борисенко Л.С. Структурная позиция изверженных образований Крыма // Геодинамика Крымско-Черноморского региона // Сб. мат-ов конференции. — Симферополь, 1977. — С. 73—76.
20. Сологуб В.Б., Чекунов А.В., Пустильников М.Р. и др. Геология шельфа УССР. Тектоника. / К.: Наукова думка. — 152 с.
21. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Чёрного моря. / под ред. член-кор. АН СССР Белоусова В.В., докт. геол.-мин. наук Вольвовского. М.: Наука, 1989. — 207 с.
22. Ступка О.С. Глубинные разломы Крымского полуострова. // Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины. — К.: Наукова думка, 1967. — С. 23—36.
23. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. / Под ред. акад. Хаина В.Е., Попкова В.И.
24. Туголесов А.Д., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М., Недра, 1985. — 215 с
25. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов.. — М.: Научный Мир, 2000. — 606 с.

26. Харин Г.С., Лукашина Н.П. Морские бассейны Северо-Западной Европы в палеогене // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: Геос, 2009. — С. 316—320.
27. Шехоткин В.В. Литология пограничных отложений мела и палеогена Горного Крыма и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 04.00.08 / Харьковский государственный университет им. А.М. Горького. — Харьков, 1977. — 23 с.
28. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Иванников А.В. и др. Газовый вулканизм Чёрного моря. К., 2005, 136 с.
29. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга Чёрного моря. К: Чернобыльинформ, 1997. — 287 с.
30. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И., Щипцов А.А. Опасное Чёрное море. К: Логос. — 558 с.
31. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Маслаков Н.А., Шнюкова Е.Е. Геоморфология Форосского выступа Черноморской континентальной окраины Крыма. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. — № 4. — С. 15—29.
32. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореф. дис. докт. геол. наук: 04.00.08 / Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Субботина. — К., 2013. — 40 с.
33. Шнюкова Е.Е., Пасынков А.А. Магматизм как фактор рельефообразования Ломоносовского подводного массива (континентальный склон Чёрного моря). // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 74—79.
34. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Финетти И. Особенности морфологии поверхности раздела разновозрастных осадков в Чёрном море. // Океанология — 2002. — Т. 42, № 2..
35. Щербаков и др. Осадконакопление на континентальной окраине Чёрного моря / Океанографическая комиссия АН СССР. — М.: Наука, 1978. — 212 с.
36. Okay, Aral I. Geology of Turkey: A / Synopsis. Fnsynnit, 21, p. 19—42.
37. Gonioglu, M. Gemal / Introduction to geology of Turkey: geodynamic evolution of the pre-alpine and alpine terranes. ODTU. — Ankara, 2010. — 69 p.

Статья поступила 11.12.2013

*В.Є. Іванов, І.Е. Ломакін*

#### ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ Й ТЕКТОНІКА ЛОМОНОСІВСЬКОГО ПАЛЕОВУЛКАНІЧНОГО МАСИВУ ТА ФОРОСЬКОГО ВИСТУПУ

Показано істотні відмінності в геологічній історії, тектоніці та вулканізмі окремих ділянок континентальної окраїни, виділеної раніше як палеоострівна дуга півночі Чорного моря. Великі блоки континентального схилу розділені глибинними розломами, які є продовженням закономірно орієнтованої діз'юнктивної мережі півдня України.

**Ключові слова:** Ломоносівський масив, Фороський масив, лінеамент, магматична активність.

*V. Ye. Ivanov, I. E. Lomakin*

#### GEOLOGICAL POSITION AND TECTONICS OF THE LOMONOSOV PALEOVOLCANIC MASSIF AND FOROSS LEDGE

The significant differences in geological history, tectonic and volcanism of individual sections of Continental margins is founded in zone, previously has been isolated as paleoisland arc in the north part of the Black Sea. Large blocks of the continental slope are divided by the deep faults, which are an extension of naturally oriented disjunctive network in south Ukraine.

**Key words:** Lomonosov blocs, Phoros blocs, lineament, magma action, neotectonic.