

В сб.: Юдин В.В. Геология и геодинамика района Капель в Крыму. В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сборник докл. X междунар. конференции «Крым-2012». Симферополь, 2012. - С. 198-211. SBN 966-7639-02-9

Юдин В.В.

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА КАПЕЛЬ В КРЫМУ

Национальная Академия природоохранного и курортного строительства,  
г.Симферополь, Украина [yudin\\_v\\_v@mail.ru](mailto:yudin_v_v@mail.ru)

Гора Капель расположена в 4 км к юго-западу от центра гор. Алушты (рис. 1). В плане она округлая, куполовидная и имеет размеры 1,1х0,9 км. Высота над уровнем моря 436 метров, что позволяет называть ее горой лишь условно. Холм состоит из прочных магматических пород, которые внедрились в окружающую их тонкослоистую осадочную толщу флиша таврической серии. Перекрывающие осадочные породы здесь глубоко (на 2-3 км) размыты и переотложены в осадках Черного моря. Форма магматического тела отпрепарирована без значительного разрушения магматического тела. Лишь обращенная к морю, южная часть нарушена глыбовыми коллювиально-делювиальными развалами и осыпями, доходящими до берега.

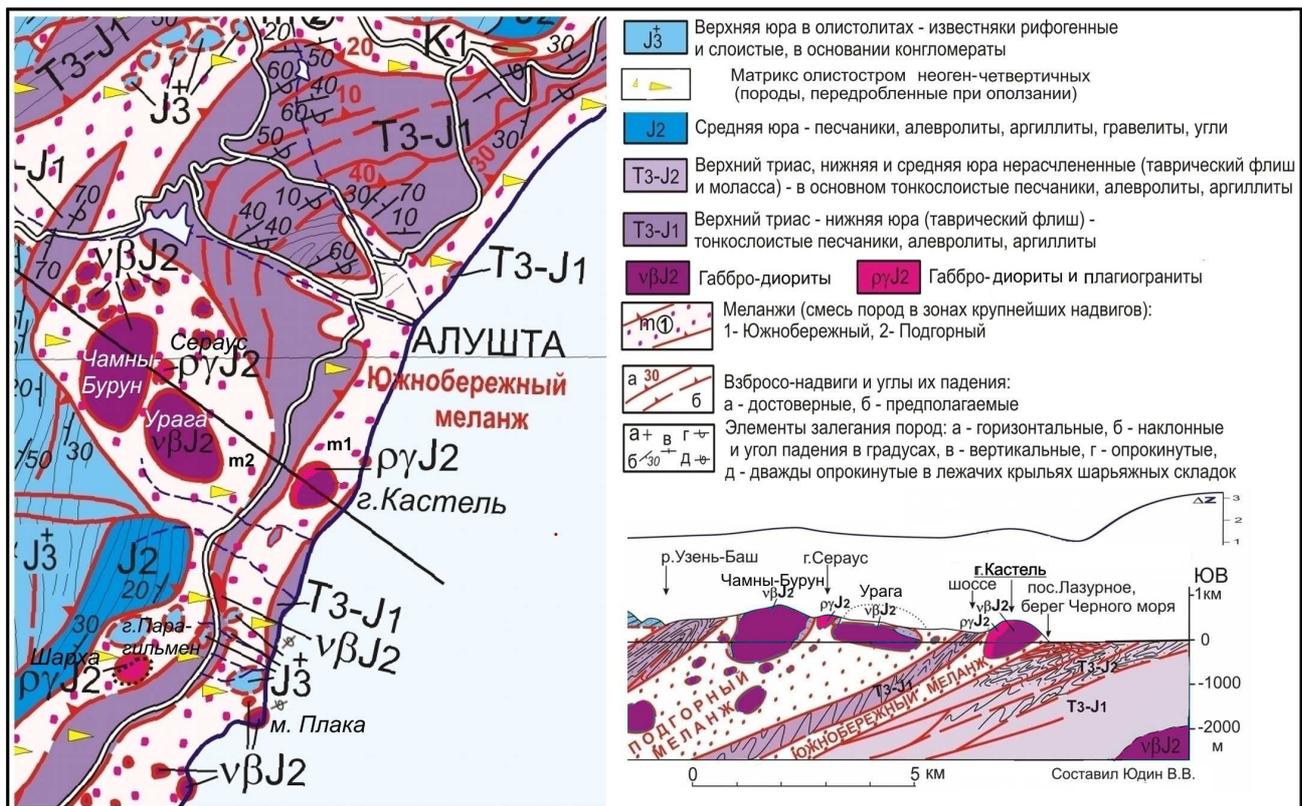


Рис. 1 Геологическая карта и разрез Капельско-Алуштинско района

Породы, слагающие Капель, хорошо обнажены в крутых стенках западного, северного и частично юго-западного склонов. В 3-х км юго-западнее, расположены живописные массивы верхнеюрских известняков (г. Парагильмен, ск. Подпоричел и др.). Они сползли по склону с Бабуган-Яйлы и интерпретируются как олистолиты неоген-четвертичной Массандровской олистостромы [Юдин, 1998]. Гипсометрически ниже

Кастеля расположена полоса практически полностью перетертых пород Южнобережного меланжа. Под ним в крутом клифе у моря обнажены тонкослоистые песчаники и алевролиты таврического флиша с удивительным разнообразием форм складок и разрывов. Все это делает район наглядным объектом для обучения студентов и специалистов геологических направлений, а также для отдыхающих любителей природы.

История представлений о строении г. Кастель началась с 18-го века. Первые исследователи Крыма по внешнему, куполовидному сходству и магматическому составу пород, считали массив «потухшим вулканом», состоящим из излившихся на поверхность диабазовых лав, что отражено на карте Э. Фаврэ 1895 г. В начале 19-го века А.Е. Лагорио, К.К.Фохт, Н.И. Андрусов и другие геологи, стали интерпретировать Кастель как интрузивное тело диоритов, которое застыло в толще горизонтально залегающих слоев таврического флиша на глубине нескольких сотен метров. Долгое время считалось, что при внедрении, верхние слои вмещающих пород были приподняты магмой и при остывании образовалось грибообразное тело, называемое *лакколит*.

При дальнейшем изучении сложилось представление, что магма внедрялась при очень активном механическом воздействии на вмещающие породы. Считалось, что флиш тогда еще не был сильно уплотнен и интенсивно смялся, раздробился. Как следствие, Кастельский интрузив со всех сторон оконтуривался двухметровыми «горячими» контактами с ороговикованием пород и 10-100 метровой зоной смятых и измененных пород. Исходя из этой модели, с позиций концепции фиксизма, форму тела определили как *грушевидную* с утонением к низу [Геология..., 1969, Лебединский, Кирченко, 2002, Никитин и др., 2006], или как *вертикальный шток* [Спиридонов и др., 1990]. Массив считался не смещенным и внизу у его предполагался глубоко уходящий канал, подводивший магму.

Магматические породы на Кастеле первоначально назывались эффузивными трахитами, [Головкинский, 1894], затем с начала 20-го века – интрузивными диоритами. После более детального микроскопического изучения и химических анализов, было выяснено, что породы в основном представлены габбро-диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами [Спиридонов и др., 1990; Никитин и др., 2006 и др.]. Названия пород, приведенные в публикациях разных авторов, значительно отличаются. Это связано с изменением петрологической терминологии и с разнообразием пород в массиве. На геологических картах и описаниях Л.С. Борисенко породы названы гранитами. Однако классических коллизионных гранитов в Крыму нет. Поэтому определения пород Кастеля как гранит из магмы кислого состава, [Лебединский, Кирченко, 2002 и др.] с позиций геодинамики представляется дискуссионным.

По материалам большинства исследователей, Кастель сформировался из единого очага основной магмы и состоит из диорит-плагиогранитов с ксенолитами габбро-диоритов и габбро-долеритов. В нем выделялись две фазы внедрения основного-среднего и более кислого составов. Кварцевые диориты и габбро-диориты первой фазы слагают ядро и южную часть массива. Плагиограниты оконтуривают массив и развиты в северной и западной его части [Спиридонов и др., 1990, Никитин и др., 2006; Пивоваров и др., 1984, стр. 66]. В целом, породы Кастеля Е.Е. Шнюковой характеризовались «преобладанием основных пород, в том числе плутонических габброидов» и относились к островодужному магматизму [Шнюков и др., 1997, стр. 186]. Большинство геологов кастельский магматизм связывается с завершающей стадией геосинклинального цикла. Отметим, что геосинклинальная концепция давно устарела, а внедрения разных по составу пород в одном массиве - проблематично.

По данным Е.Е. Шнюковой в верхней части, на северном и северо-западном склонах Кастеля, присутствуют излившиеся в подводных условиях диабазы и поток андезитов с подушечной отдельностью, видимой мощностью 1,5 м [Шнюков и др., 1997, стр. 135]. Из этого следует, что часть массива имеет вулканическую природу, которую предполагали первые исследователи 18 века. Однако рассмотрение северного контакта показало, что крупные пологие борозды на отпрепарированной поверхности массива имеют

тектоническое происхождение и не соответствуют подушечным лавам. Кроме того, в эндоконтакте породы не эффузивные, а в основном среднезернистые, гипабиссальные.

Для чисто визуального полевого определения можно отметить, что габбро раскристаллизовано и имеет темный цвет, диориты - серые, мелко-среднезернистые, с вкраплениями темноцветных минералов и местами содержат ксенолиты из темных габброидов. Плагииграниты серые, светло-серые и содержат минералы светлых оттенков. В разных участках магматические породы содержат вкрапления кристаллов плагиоклаза, называемые порфиритами.

Геологические карты Кагельского района, составленные разными авторами значительно отличаются как по контурам выделяемых пород, так по их составу и названиям. Особенно разнятся положения в плане противоречно выделяемых прямолинейных субвертикальных «разломов». Яркий пример тому - несовпадающие линии «разломов» на трех картах, составленных в разные годы Л.С. Борисенко (рис. 2).

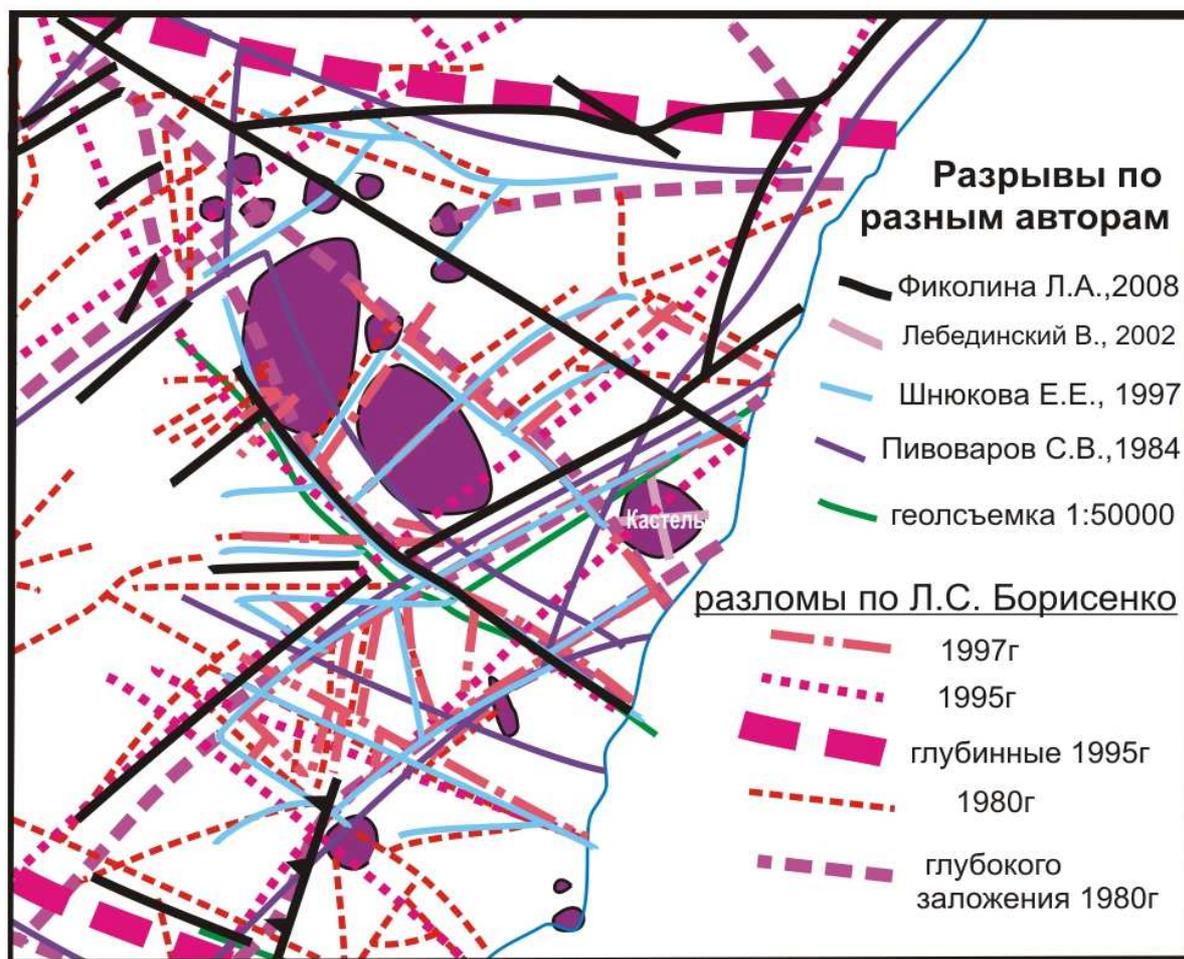


Рис.2. Противоречивость положения разрывов района

Дайки (по определению стенообразные внедрения магмы по субвертикальным разрывам), отмечались в окружении Кагельского массива большинством исследователей [Спиридонов и др., 1990, Державна..., 2008 и др.]. Считалось, что дайки многочисленны, расположены радиально от основного массива, состоят из плагиигранит-порфиров, диорит-порфиров и окружены «горячими» контактами. Мощности даек оценивались в 3-6 м, протяженность - до первых десятков метров. Из-за малого размера на геологических картах они не показывались.

Представление о многочисленности радиальных даек вокруг Кагельского массива нами не подтверждается. При рассмотрении конкретных обнажений, формы мелких тел оказались изометричными, а крупных - несколько вытянутыми к северо-востоку вдоль

простираются крымских структур. Это хорошо видно и на аэрокосмоматериалах. В нашей интерпретации, при внедрении, вокруг Кастельского массива дайки, возможно, и существовали, но ныне, в окружающих передробленных породах, от них сохранились лишь мелкие фрагменты (кластолиты), которые переориентированы вдоль Южнобережного меланжа северо-восточного простираения. Горячие контакты в глыбах сохранились локально. В телах самих “даек” присутствуют мелкие разрывы и хаотические трещины, явно образованные после их внедрения. Клиновидные трещины в автономных глыбах магматических пород заполнены перетертыми, не ороговикowanными алевролитами с “холодными” тектоническими контактами.

Примером тому являются два кластолита, размерами 30x50 м среди меланжа юго-западнее Кастеля. Они расположены кулисообразно, на левом берегу оврага Ай-Брокуль (рис. 3-А). Оба имеют неправильную форму с одинаковым удлинением к северо-востоку и разбиты хаотическими разрывами и трещинами.

Глыбы, оторванные от Кастельской интрузии, встречаются не только в прилегающей зоне, но и на значительном удалении. Примером тому - Черновские Камни, расположенные на берегу моря в 1 км к востоку от края массива (рис. 3-Б,В) ). Они представлены тремя

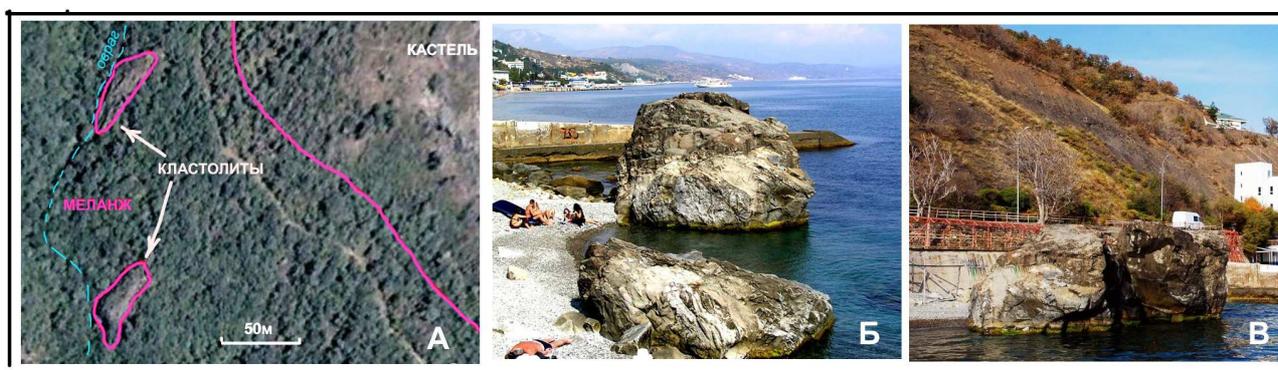


Рис. 3. Кластолиты на периферии г.Кастель

крупными изометричными обломками, диаметром 5-8 метров и несколькими мелкими, расположенными под водой. Кроме локальных фрагментов “горячих” контактов, в них четко выражены признаки сильной наложенной тектонической переработки. Глыбы пронизаны многочисленными разно-ориентированными зеркалами скольжения разрывов, диаклазами и жилками с новообразованными минералами. В них присутствуют тектонические клинья внедрения не ороговикowanных фрагментов таврического флиша. Меланж по флишу обнажен рядом на склоне берега (рис. 3-В). Все это свидетельствует об интенсивных наложенных деформациях, которые произошли уже после застывания магмы. Признаков дайкоподобной формы в Черновских Камнях нет. 50 лет назад ныне расколотая пополам скала имела слабо выраженное северо-восточное удлинение, вдоль берега и Южнобережного меланжа. Перечисленные глыбы, среди передробленных пород таврического флиша, рассматриваются нами как шлейф обломков, оставшихся после тектонического перемещения Кастельского магматического комплекса в Южнобережном сдвигово-надвиговом меланже. Аналогичные многочисленные обломки из магматических пород встречаются юго-западнее у м.Плака и севернее в Подгорном меланже на периферии массивов Урага, Сераус и других.

**Возраст магматических пород** г. Кастель почти всеми геологами считался среднеюрским точнее байос-батским. В Кастельский комплекс объединялись массивы Кастель, Шарха, Сераус, Ай-Йори, с. Партенит и др., которые принимались как разновозрастные. Однако в действительности все не так просто.

**По изотопному датированию** магматических пород К-Аг методом были получены четыре возрастных диапазона, которые можно связать с разными геодинамическими этапами развития Крыма (табл. 1). Первый диапазон, *позднетриас-раннеюрский*, основан на определении (204 млн. лет). Он получен в 1967 г в ИГН АН СССР при анализе

плагиогранит-порфиров Кастеля по образцам сотрудников симферопольского Института минеральных ресурсов. Согласно международной стратиграфической шкале 2004 г. датировка отвечает рэтскому-норийскому ярусу позднего триаса. В 5 км западнее Кастеля, в массиве Шарха возраст по монофракции плагиоклаза определен в 185 млн. лет [Шнюков и др., 1997]. Он соответствует плинсбахскому ярусу ранней юры. В геодинамической эволюции Крыма триас-раннеюрский этап связан с рифтогенно-спрединговым раскрытием океана Мезотетис [Юдин, 2011].

Второй, *ранне-среднеюрский диапазон* возраста кастельского магматизма отражен в статье [Багдасарян, Лебединский, 1967]. Основанием ему послужила изотопная датировка  $170 \pm 6$  млн. лет по валовой пробе плагиогранит-порфиров. По современной шкале она отвечает байосскому ярусу средней юры (точнее аален-бату с учетом погрешности метода). Почти общепринято, что в этот период в Горном Крыму широко проявился островодужный магматизм.

<b>Источник информации</b>	<b>Объект</b>	<b>Возраст в млн. лет</b>	<b>Возраст по новой стратиграфической шкале</b>
Определения в ИГН АН СССР для ИМР, 1967	<b>Кастель</b>	204	<b>Верхний триас</b> , норийский ярус, T3n
Багдасарян, Лебединский, 1967	<b>Кастель</b>	$170 \pm 6$	<b>Средняя юра</b> , байосский ярус J2b
Спиридонов и др., 1990, Державна геологічна карта..., 2008	<b>Кастель</b>	160	<b>Поздняя юра</b> , оксфордский ярус J3o (ранее - средняя юра)
Державна геологічна карта..., 2008	Аюдагский комплекс	170-135	<b>Средняя юра</b> байосский ярус - ранний мел готеривский ярус J2b-K1h
Багдасарян, Лебединский, 1967	Урага 2 км севернее г. Кастель	$162 \pm 2$	<b>Средняя юра</b> , келловейский ярус J2k
Пивоваров В.Л.	Сераус (в 3.5 км С-З от Кастеля)	$112 \pm 8$ (ранее 217)	<b>Ранний мел</b> , апт-альбский ярус K1a-al (ранее - поздний триас)
Пивоваров В.Л.	Ай-Йори в 1,5 км к сев. Серауса	$96 \pm 6$	<b>Поздний мел</b> , коньяк-кампан K2k-km
Шнюков и др., 1997	Шарха	185	<b>Ранняя юра</b> плинсбахский ярус J1p
Пивоваров С.В. и др., 1984	Шарха	$158 \pm 8$	<b>Поздняя юра</b> оксфорд-киммеридж J3o-k
Новиков Э.А., 1963	Сланцы таврической свиты (ТЗ-J1)	184-188	<b>Ранняя юра</b> , плинсбахский ярус J1p (по фауне T3k-n)

Табл. 1. Изотопный возраст Кастельского комплекса

Третья группа возрастных датировок Кастельского массива – *позднеюрская*. Важно подчеркнуть, что полученные определения в 160 млн. лет [Спиридонов и др., 1990, Державна..., 2008], по старой стратиграфической шкале отвечали средней юре, но по современной шкале соответствуют оксфордскому ярусу поздней юры. Причем, в соседнем магматическом массиве г. Урага, расположенном в 2-х км севернее г. Кастель, габбро-диабазы датировались в  $162 \pm 2$  млн. лет [Багдасарян, Лебединский, 1967], что соответствует границе средней и верхней юры. В породах массива Шарха В.Л. Пивоваровым был получен возраст  $158 \pm 8$  млн. лет. По современной шкале это оксфордский ярус поздней юры, а с учетом погрешности - от келловея до берриаса раннего мела. Геодинамический режим этого периода соответствует завершению островодужной стадии развития Горного Крыма [Юдин, 2011 и др.].

Четвертый диапазон возрастных определений относится к *меловому периоду*. Для интрузивного массива г. Сераус, расположенном в 3.5 км северо-западнее Кастеля, В.Л. Пивоваровым получены датировки  $112 \pm 8$  млн. лет (апт-альб раннего мела). Отметим, что ранее в этом же массиве возраст пород был определен в 217 млн. лет (верхний триас). В массиве Ай-Йори, расположенном в 1,5 км севернее Серауса, В.Л. Пивоваров получил датировку  $96 \pm 6$  (коньяк-кампан позднего мела). Для правильной геодинамической интерпретации мелового периода обратимся к анализу геофизических данных.

В магнитном поле  $\Delta T_a$  интрузивное тело Кастель выражено небольшой положительной аномалией. Южнее, в Черном море расположена огромная  $13 \times 50$  км и очень интенсивная, до 400–500 нТл, положительная аномалия северо-западного простирания. Она связана с мел-палеогеновым Восточночерноморским рифтом на СЗ крае которого и расположен Кастель. То есть, по интерпретации геофизических данных и по геодинамической обстановке не исключено, что Кастельский комплекс или его отдельные тела связаны с меловым рифтингом Восточночерноморского грабена. Другим объяснением меловых датировок может быть омоложение возраста юрских магматических пород при их деформациях в неоген-четвертичных шарьяжных меланжах. Примеры такого омоложения (вплоть до палеогена), известны по литературным данным на Карадаге [Юдин, 2011].

Таким образом, очень большой (триас-меловой, 100 млн. лет) диапазон значений изотопного возраста магматизма Кастельского комплекса, вероятно, свидетельствует о связи интрузий и их отдельных фаз внедрения с разными этапами геодинамического развития Крыма. Триасовые - с рифтогенезом и спредингом, юрские – с островодужным этапом и меловые - с раскрытием Черного моря. Другим возможным объяснением можно считать несовершенство датировок К-Аг методом, сделанных в длительный период времени, на разных приборах, по валовым пробам или по монофракциям, с применением не одинаковых методик расчетов и определений. Тем не менее, геодинамические режимы в эволюции Крыма позволяют логично объяснить разный возраст и несколько иной состав пород всех тел Кастельского магматического комплекса.

По геологическим данным диапазон времени внедрения Кастельского диапира ограничивается следующим. Верхняя возрастная граница считается раннебатской на основании находок в конгломератах низов среднего бата галек магматических пород, сходных с кастельскими [Пивоваров и др., 1984]. В составе верхнеюрских оксфорд-киммериджских конгломератов, расположенных еще выше, в основании Бабуган-Яйлы, встречаются валуны и гальки пород, также похожих на рассматриваемый магматический комплекс [Державна..., 2008 и др.]. Если допустить, что обломки пород снесены непосредственно из Кастеля, а не из похожих на них массивов другой области, то время окончания магматического процесса и выведение магматитов в зону размыва с образованием галек не может быть раньше поздней юры.

Отметим, что позднеюрские конгломераты Горного Крыма имеют южный снос. Они содержат гальки экзотических пород, начиная от офиолитовых радиоляритов до протерозойских гранитов, характерных для Анатолии. В поздней юре современная Турция (еще до раскрытия Черного моря в мелу) находилась в относительной близости от Горного

Крыма и была отделена Южнокрымской коллизией сутурой [Юдин, 2011]. Тектонические надвиговые контакты под конгломератами и палеомагнитные данные свидетельствуют о далеком южном источнике сноса для конгломератов. То есть, гальки Кагельского комплекса в них попасть не могли ни по вертикали, поскольку расположены гипсометрически выше Кагеля, ни по горизонтали, поскольку не успели бы окататься из-за малого расстояния переноса. В результате, геологический критерий также становится проблематичным. Не исключено, что возраст магматизма может быть моложе батских и оксфорд-киммериджских конгломератов, о чем свидетельствует и изотопное датирование.

Нижний временной предел внедрения ограничивается возрастом пород, в котором расположен Кагельский массив. По находкам остатков фауны и флоры, возраст таврического флиша определен в диапазоне от позднего триаса до ранней юры. Отдельные изотопные датировки сланцев таврической серии показали раннеюрский возраст [Новиков, 1963]. Естественно, что внедрение могло произойти только после накопления флиша. Поэтому позднетриасовое определение в 204 млн. лет многими геологами считаются непредставительным из-за анализа возраста по валовой пробе без применения современных методов обработки проб и их результатов. Из выше изложенного ясно, что для окончательной интерпретации геологии и геодинамики Кагельского комплекса необходимы уточняющие определения возраста массива современными методами изотопного датирования.

**Структурное положение г. Кагель** много лет вызывает острые дискуссии. Большинство исследователей связывало внедрение магмы с субмеридиональной полосой «Салгино-Октябрьского магноподводящего глубинного разлома» [Геология..., 1969, Пивоваров и др., 1984, Никитин и др., 2006, Державна..., 2008 и др.] или наоборот, с «Южнобережным глубинным разломом», расположенным вдоль Крымских гор [Муратов, 1960, Пивоваров, Борисенко, 1997 и др.]. Такие противоречивые представления вошли в современные статьи и обобщающие работы по Крыму, включая путеводители. Однако достаточно проанализировать геологическую карту Крыма, чтобы убедиться, что закономерного линейного размещения выходов интрузивных тел и вулканов нет ни в субширотном, ни в меридиональном направлениях. О том же свидетельствует анализ аномалий магнитного поля, которые четко отражают магматические тела не только обнаженные у поверхности, но и расположенные на глубине, не вскрытые денудацией. Более того, большинство интрузий и даже самый большой Аю-Дагский, почти не выражены в магнитном поле, что по нашему мнению свидетельствует об их бескорневой природе.

*Сторонники фиксизма* считают, что «все данные неопровержимо свидетельствуют, что изверженные породы Горного Крыма находятся в коренном залегании» [Пивоваров, Борисенко, 1997 стр. 73] и магматизм приурочен к долгоживущему Южнобережному глубинному разлому. При этом на составленных ими геологических картах, по разному рисуемые зоны “разломов”, расположены в стороне от Кагеля и других магматических тел Крыма (рис. 2).

*С позиций структурного мобилизма* совсем иную интерпретацию структурного положения Кагеля и соседних с ним интрузий предложил 30 лет назад Ю.В. Казанцев. По результатам его изучения, все массивы по контуру повсеместно сорваны и не имеют следов горячего внедрения [Казанцев, 1982, стр. 86, 91]. О том же, по его мнению, свидетельствует интенсивная перемятость пород таврической серии, причем не только у контактов, но и далеко за их пределами. Массив Кагель Ю.В. Казанцев считал аллохтонным по отношению к структуре района и интерпретировал как клипп (тектонический останец), сохранившийся после глубокого размыва надвинутой с юга пластины Шарьяжа Яйлы.

*Геодинамическая интерпретация г. Кагель* существенно отличается от всех предшествующих [Юдин, 2009, 2011]. После изучения тектоники всего Горного Крыма и района Кагеля в частности, считать, что массив находится на месте своего образования по [Геология..., 1969, Лебединский, Макаров, 1962, Пивоваров, Борисенко, 1997 и мн. др.] оснований нет. Во-первых, по палеомагнитным данным и реконструкциям независимых

коллективов исследователей разных стран, в среднеюрское время Кастельский массив внедрялся в полутора тысячах километров южнее современного положения. Впоследствии в раннем мелу Горнокрымский островодужный террейн (вместе с Кастельским массивом) приблизился и столкнулся с Евразией. Кроме того, наши структурные реконструкции сложных складок и надвигов в породах таврической серии показали, что в неоген-четвертичное время Кастель был дополнительно смещен относительно параавтохтона по шарьяжным меланжам на много километров к югу [Юдин, 2001, 2011]. Севернее и западнее от него расположены более крупные интрузии – Урага, Чамны-Бурун, Аю-Даг и мелкие – Шарха, Сераус, Плака. Они расположены в зонах Подгорного и Южнобережного шарьяжных меланжей и имеют локально сохранившиеся “горячие” контакты.

В нашей геодинамической интерпретации Кастель представляет собой крупный кластолит в Южнобережном меланже и почти повсеместно имеет тектонические контакты с вмещающим хаотическим комплексом [Юдин, 2001]. Фазы внедрения в массиве представляются дискуссионными. При застывании магмы обычно происходит ее гравитационная дифференциация, которая в нижней части магматической камеры концентрирует габбро. Более легкие кислые разности (плагиограниты) в застывающей магме всплывают вверх относительно средних и основных. Если бы интрузив сохранил свое первоначальное положение, то плагиограниты располагались бы у его вершины. Поэтому можно согласиться с мнением российского петролога, Д.Н. Ремизова, предположившего, что Кастель повернут на бок от своего первоначального положения [Юдин, 2001], (рис. 1).

Косвенным подтверждением тому являются массивы у *мыса Плака*, расположенные в 5 км юго-западнее по простиранию от Кастеля (рис. 1). Ранее они также интерпретировались, как среднеюрские гипабиссальные тела, расположенные на месте своего образования с «горячими» контактами [Лебединский, Макаров, 1962, Пивоваров, Борисенко, 1997 и др.]. По нашим данным верхний контакт массива Плака перекрыт не нормальным флишем, а Южнобережным меланжем по породам таврической серии. Мелкие кластолиты в меланже состоят из песчаников. Крупные представлены обломками магматических пород, частично расположенных в море в виде отдельных скал. По гиероглифам и градационной слоистости флиш имеет преимущественно опрокинутое и дважды опрокинутое залегание с падениями к северу. В эндоконтактовой зоне присутствуют трещины-клинья, входящие в магматическое тело явно после его остывания. Клинья заполнены интенсивно дислоцированными алевролитами и имеют размеры до первых метров. Отпрепарированная денудацией поверхность массива Плака сверху имеет округлую форму. На нем, как и на Кастеле, развиты борозды скольжения, свидетельствующие о тектоническом характере контакта, хотя местами сохранились более устойчивые к тектонической эрозии фрагменты ороговикования.

Наиболее интересен и хорошо обнажен северный контакт массива (рис. 4). В экзоконтактовой зоне присутствуют элементы термального воздействия в виде метрового обеления таврического флиша, смятого в причудливые, в том числе и нейтральные складки в вертикальными шарнирами. Далее около 10 метров темноцветный флиш смят в интенсивные складки. По гиероглифам и градационной слоистости они определены нами как шарьяжные, дважды опрокинутые. В нескольких метрах от массива выходит полностью дезинтегрированные породы Южнобережного меланжа (рис. 4)

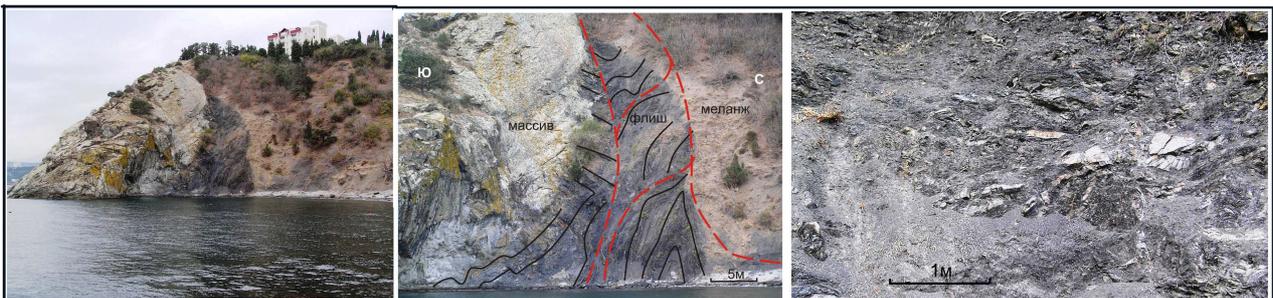


Рис. 4. Северный контакт массива Плака с дважды опрокинутой складкой и меланжем

В 500 метрах к северо-востоку от массива Плака, над проходной санатория «Утес», расположено другое сходное магматическое тело. На его вершине также сохранился фрагмент “горячего” контакта с флишем таврической серии ступенеобразной формы. Однако в экзоконтактовой зоне полого залегающий флиш по гиероглифам и по градационной слоистости находится в опрокинутом залегании, что позволяет и здесь доказать опрокинутое положение магматического тела. На удалении вновь выходит меланж.

Внедрению магматических тел в интенсивно сжатые лежащие складки тангенциального сжатия противоречат закономерности общей и региональной актуалистической геодинамики. Тела островодужного магматизма обычно внедряются в слабо дислоцированные комплексы активной окраины на значительном удалении от аккреционной призмы, где происходят главные складчато-надвиговые дислокации. Поэтому можно считать, что в неоген-четвертичное время вместе с фрагментами меланжа опрокинуты и рассмотренные выше интрузивные тела. Предложенная геодинамическая интерпретация приводит в соответствие: опрокинутое залегание фрагментов меланжа и меланжированных пород у контактов; наличие одновременно и тектонических и фрагментов ороговикованных пород; округлую форму магматических тел с зеркалами и бороздами скольжения по контуру, а также закономерности современного и древнего островодужного магматизма.

Вернемся к району Кастеля. Выше Южнобережного меланжа здесь расположена 700-метровая полоса сложно смятого флиша, который в нормальном не опрокинутом залегании наклонен на северо-запад (рис. 1). Далее до г. Урага обнажается сходный по составу и возрасту *Подгорный меланж* с перетертым матриксом и по-разному ориентированными кластолитами из песчаников флишевых ритмов. В большинстве фрагментов песчаников залегание опрокинутое. Мелкие надвиги и сдвиги-надвиги в матриксе имеют падение к северо-западу под углами 30-40°, на основании чего можно судить об общем падении микстита и его внутренней структуре (см. разрез на рис. 1).

Контакты Кастельского массива интерпретировались по-разному. Как отмечено выше, большинство геологов традиционно считали их “горячими”, с повсеместным проявлением до 20-метров зоны роговиков и с широкими (до 100 м) ореолами измененных вмещающих пород [Геология..., 1969; Спиридонов и др., 1990; Державна..., 2008; Никитин и др., 2006; Пивоваров и др., 1984, 1997 и др.]. Ю.В.Казанцев, рассматривавший массив как останец шарьяжа, полагал, что Кастель снизу подстилается “холодным” надвиговым тектоническим контактом, с сохранением местами “горячего” в верхних частях [Казанцев, 1982 и др.].

Наше изучение массива показало следующее. Несомненно, что при внедрении в мезозое, происходил контактовый метаморфизм. Однако, после наложенных в кайнозое тектонических процессов, несмотря на значительную прочность роговиков, зоны закалки сохранились не везде. В хорошо обнаженном участке на западном склоне Кастеля присутствуют следующие признаки тектонического контакта:

1. Внутренний эндоконтакт магматитов с меланжем - “холодный”. Он представляет собой гигантское отпрепарированное зеркало скольжения с четко выраженными крупными бороздами восток-северо-восточного простирания. Зеркало, площадью 0,3 км<sup>2</sup>, полностью отмыто от вышележащих пород и протягивается до верхней части горы (рис. 5-А). Местами в эндоконтакте присутствуют гнезда пирита, иногда окисленного до лимонита. Желто-бурые потеки лимонита и привели к древнему названию западной стенки скалой Гемата-Кая (Кровавая скала) [Головкинский, 1894]. Углы падения борозд скольжения внизу крутые, до 80°, плавно выходя к верхней части массива, оконтуривая округлый тектонический контакт.

2. Если бы контакт был “горячим”, то в нем должны были присутствовать следы быстрого остывания – то есть не раскристаллизованные, тонкозернистые разности диоритов. Однако породы на зеркале скольжения среднекристаллические, что свидетельствует о тектоническом срыве эндоконтакта.

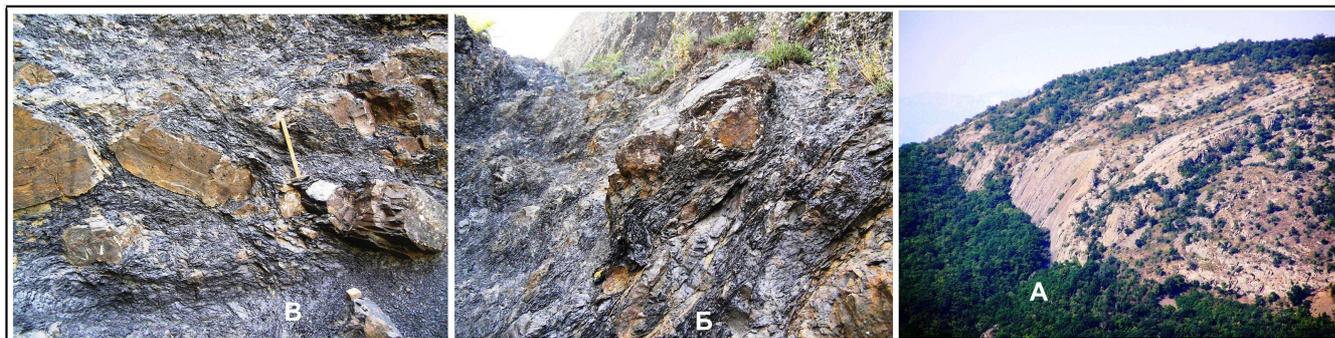


Рис. 5. Тектонический западный контакт Кастеля

3. В экзоконтактовой зоне развиты очень интенсивно рассланцованные алевролиты, сплошь пронизанные зеркалами скольжения. Разно-ориентированные кластолиты из песчаников (рис. 5-Б, 5-В), размерами от первых сантиметров до метра, по периферии покрыты зеркалами скольжения. При раскалывании, в глыбах часто видны трещины, заполненные кальцитом, пиритом, халькопиритом и другими минералами. В приконтактовой зоне Кастеля отмечались галенит, следы золота, серебряной и ртутной минерализации. Хорошо обнаженная зона перетертых пород превышает несколько метров.

4. В удаленных от контакта участках, таврический флиш также превращен в меланж и содержит кластолиты из не прослеживающихся по простирацию фрагментов песчаников, которые по периферии покрыты зеркалами скольжения. Местами сохранились фрагменты до первых метров не полностью меланжированного флиша со складками и надвигами. Встречаются крупные изометричные и удлиненные глыбы магматических пород, которые рассмотрены выше при рассмотрении “даек” (рис. 3). Матрикс меланжа состоит из алевролитов, нередко перетертых до милонитов. Отмечаются проявления пирита, алушитита, кварца, щеток хрусталя и других минералов, характерных для Южнобережного меланжа, распространенного восточнее и западнее Кастельского массива.

5. На северном склоне приконтактовые алевролиты не ороговикованы, тектонически переработаны вплоть до образования милонитов и содержат гнезда сульфидного оруденения [Шнюков и др., 1997, с. 135].

6. На южном и юго-восточном склоне контакт магматических пород перекрыт осыпью глыб. Здесь сохранились старые каменоломни. Выше одной из них магматические породы прорваны мощной *жилой кальцита* с температурой образования 177-185°C [Дуба, Дуба, 1988]. Само по себе наличие гидротермального кальцита среди магматических пород и окружающего массив меланжа по бескарбонатному таврическому флишу представляет собой загадку источника CaCO<sub>3</sub>. Возможно, он связан с верхнеюрскими известняками, а сама жила – с периодом образования меланжа.

**Южнобережный меланж** развит не только в обрамлении Кастеля, но и далеко за его пределами вдоль всей береговой зоны Горного Крыма [Юдин, 1998, 2001, 2009]. Микстит сложен раздробленными и перетертыми породами, в основном по флишу таврической серии. К юго-западу и северо-востоку от Кастеля он обнажен в оврагах и зачистках вдоль дорог. Матрикс состоит из хаотически и локально упорядоченно дезинтегрированного флиша. В нем развиты гидротермальные проявления минералов (белого кварца со щетками хрусталя, алушитит, диккит, сидерит, кальцит и другие). На поверхности зеркал скольжения многочисленных надвигов присутствуют примазки динамометаморфического хлорит-серицитового агрегата не характерного для нормального флиша.

Мелкие кластолиты состоят из фрагментов пластов песчаников таврической серии. Они находятся в опрокинутом и в нормальном залегании, обычно не прослеживаясь даже на короткое расстояние в пределах обнажений. Крупные кластолиты, размерами до первых метров, сложены обломками мощных пластов песчаника, возможно, среднеюрского возраста, а также магматическими и ороговикованными породами, описанными выше.

Вследствие раздробленности пород, в полосе микстита аномально распространены оползни. Их число увеличивается при контрастном рельефе, подрезках и пригрузках склона. К сожалению, этот факт мало учитывается при интенсивной современной застройке полосы Южнобережного меланжа. При неизбежных будущих землетрясениях разрушения в первую очередь будут проявлены в зоне микстита, а не более прочных, хотя и смятых песчаников и алевролитов.

**Обнажения флиша таврической серии** расположены гипсометрически ниже Кастеля и меланжа вдоль берега моря. Они отражают деформации пород, расположенных под Южнобережным меланжем (рис. 1). Таких участков на южном берегу только два - здесь и у пос. Рыбачий. Юго-западнее от устья оврага Черный (Ай-Брокуль или Монастырский), вдоль крутого и высокого клифа к югу протягивается более чем 500-метровый выход тонкослоистых пород (рис. 6). Отдельные находки фауны в них свидетельствуют о раннеюрском возрасте.



Рис. 6. *Обнажение таврического флиша и пляж «Гранильня Головкинского»*

Флиш очень причудливо смят и разорван многочисленными пологими и ныряющими надвигами. Здесь можно детально рассмотреть все разнообразие асимметричных и лежащих складок, послонные и секущие надвиги, ретронадвигами, дуплексы и другие сложные дислокации горизонтального сжатия (рис. 7). Они дают представление о мощных тектонических силах, формирующих Крымские горы при поддвигании под них субконтинентальной коры Черного моря.



Рис. 7. *Складки и надвиги во флише таврической серии*

Этот уникальный геологический объект пытались уничтожить, построив насыпную дорогу с будущими бунами и искусственными пляжами. Такое строительство через пару лет привело бы к зарастанию склона кустарниками и к засыпанию его делювием под которыми тектонические объекты были бы навсегда потеряны. Уничтожен был бы не имеющий аналогов естественный пляж, издавна называемый «Гранильней Головкинского». Фото пляжа (рис. 6-А) было сделано в 2008 г, до попыток «окультуривания» берега. К счастью, февральский шторма 2012 года смыли насыпанную на пляж дорогу и практически восстановили естественный вид берега (фото на рис. 6-Б). Несмотря на проведенный

водовод, для этого почти не нарушенного человеком участка берега с уникальными в Крыму дислокациями, срочно необходимо установить статус геологического памятника местного значения.

Поскольку гора Кагель с 1964 г уже является геологическим памятником, к заповедным объектам рекомендуем отнести береговое обнажение бухты Лазурной и прилегающий участок естественного пляжа, называемого «Гранильней Головкинского» (рис. 6). Всякое строительство здесь должно быть запрещено, чтобы оставить хоть малую часть природного берега Южного Крыма, который скоро можно будет увидеть лишь на старых фотографиях

Таким образом, в юрское время Кагельский массив представлял собой близповерхностный магматический очаг в теле Горнокрымского островодужного террейна, располагавшегося в 1,5 тыс. км от современного положения. Островодужный магматизм имел средний состав с ксенолитами основных пород (габбро) и с плагиогранитами гравитационной дифференциации в очаге. В неоген-четвертичное время, при поддвижении субокеанической коры Черного моря под Крым, массив был смещен со своего первоначального положения по Южнобережному надвигу, повернут на бок и ныне окружен Южнобережным меланжем.

Вследствие длительной геодинамической эволюции, геологическое строение Кагельского района имеет очень сложное строение. Дискуссии на эту тему продолжались более 100 лет и вряд ли закончатся в ближайшие годы. Важность решения спорных вопросов связана не только с правильным и безопасным освоением этого уникального уголка Горного Крыма, но и с обучением нового поколения геологов-студентов и специалистов для решения геологических проблем Отечества. Кроме того, правильная интерпретация геологического строения района позволяет решить ряд общих проблем строения и развития Горного Крыма и дна Черного моря.

**Основными не решенными проблемами Кагеля** остались:

- 1- точный возраст внедрения (или серии внедрений);
- 2- соотношение интрузива с вмещающими породами;
- 3- форма массива на глубине;
- 4- безопасное освоение бедлендов на меланже в условиях сейсмичности;
- 5- сохранение геологического памятника «граница Головкинского».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян Г.П., Лебединский В.И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма // Доклады АН СССР, 1967, №1, т. 1. - С. 149-152.
2. Геология СССР, т. VIII. Крым, часть 1. Геологическое описание. М., Недра, 1969. - 575 с.
3. Головкинский Н.А. Поездка на Кагель. Путеводитель по Крыму. Изд. 6-е, тип. Спиро, Симферополь, 1894.
4. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Кримська серія. Група аркушів L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка /Фіколіна Л.А., Білокрис О.О., Обшарська Н. та ін. Київ, КП «Південкогеоцентр», УкрДГРІ, 2008. - 142 с.
5. Дуба В.Н., Дуба Ю.В. Кальцитовые жилы Горного Крыма как индикатор его палеогеографических условий // Геол. журнал, 1988, №3. - С. 81-85.
6. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. - 112 с.
7. Лебединский В.И. Геологические экскурсии по Крыму. Симферополь, Таврия, 1988. - 144 с.
8. Лебединский В., Кириченко Л. Крым – музей под открытым небом. Симферополь, Сонат, 2002. - 183 с.
9. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова / Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М.: Недра, 1973. - 191 с.

10. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960. - 207 с.
11. Никитин М.Ю., Седаева К.М., Майорова Т.П. Путеводитель по первой крымской учебно-геологической практике. Ч.1 Сыктывкар, СГУ, 2006. - 154 с.
12. Новиков Э.А. Новые данные об абсолютном возрасте таврических сланцев Крыма // Доклады АН СССР, 1963, том 153, №5. - С. 1152-1153.
13. Пивоваров С.В., Борисенко Л.С., Чуба Б.С. и др. Геологическая карта Горного Крыма. М-б 1:200000 (Объяснительная записка). К., Мингео УССР, 1984. - 134 с.
14. Пивоваров С.В., Борисенко Л.С. Структурная позиция изверженных образований Крыма. В кн.: Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь, 1997. - С. 73-76.
15. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 2 // Бюлл. МОИП, 1990, т. 65, вып. 6. - С. 102-113.
16. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев.: НАНУ, 1997. - 288 с.
17. Юдин В.В. Микститы Горного Крыма // Докл. Российской АН, 1998, № 5, т. 363. - С. 666–669.
18. Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. / Приложение к научно-практическому, дискуссионно-аналитическому сборнику "Вопросы развития Крыма". Симферополь, Совмин АРК, Крымская АН, 2001. - 46 с.
19. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Симферополь, Крымская АН, "Союзкарта", 2009.
20. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь, ДИАЙПИ, 2011. - 336 с.

Юдин В.В.

#### ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА КАСТЕЛЬ В КРЫМУ

Рассмотрены разные интерпретации сложного геологического строения Алуштинского района с проявлениями мезозойского магматизма. Проанализирован возраст внедрения магматических тел и их генезис. Составлена геодинамическая модель строения района, являющегося ключевым для понимания эволюции Крыма и Черного моря. Обозначены нерешенные проблемы геологии и экологии.

Юдін В.В.

#### ГЕОЛОГІЯ І ГЕОДИНАМІКА РАЙОНУ КАСТЕЛЬ В КРИМУ

Розглянути різні інтерпретації складної геологічної будови Алуштинського району з проявами мезозойського магматизму проаналізований вік впровадження магматичних тіл і їх генезис. Запропонована геодинамічна модель будови району, що є ключовим для розуміння еволюції Криму і Чорного моря. Позначені невирішені проблеми геології і екології.

V.V. Yudin

#### GEOLOGY AND GEODYNAMICS OF KASTEL REGION IN CRIMEA

Different interpretations of difficult geological structure of Alushta region of district are considered with the displays of Mesozoic magmatism. Age of introduction of magmatic bodies

and their genesis is analysed. The geodynamic model of structure and evolution of district, being key for understanding of Crimea and aquatorium of the Black sea is offered. The unsolved problems of geology and ecology are marked.