

РАЗДЕЛ 6.
ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК: 551.1/4 (477.75)

ТЕКТОНИКА КАРАБИЙСКОГО МАССИВА В КРЫМУ

Юдин В.В.

*МОО Крымская Академия наук, Симферополь, Российская федерация.
E-mail: yudin_v_v@mail.ru*

Рассмотрены противоречивые предшествующие представления о тектонике района Караби, Долгоруковской, Тырке и Демерджийской яйл Горного Крыма. На основании многолетних геологических исследований впервые создана структурно сбалансированная модель строения района (геологическая карта, два тектонотипических разреза и детальные интерпретации сложных складчато-надвиговых структур). Показано, что единый Карабийский массив, сложенный верхнеюрскими известняками, представляет собой олистоплак в составе раннемеловой Горнокрымской олистостромы. В основном он подстилается более молодыми толщами нижнего мела. В олигоцен–четвертичное время массив был осложнен надвигами, сдвига-надвигами и ретронадвигом с принадвиговыми складками. Выявленное строение соответствует разработанной ранее геодинамической модели Горного Крыма.
Ключевые слова: Горный Крым, Караби яйла, тектоника, надвиги, олистострома.

ВВЕДЕНИЕ

Крупный (15x25 км) Карабийский (Караби-Долгоруковский) массив расположен в центральной части Горного Крыма. Большинство исследователей считает, что он сложен верхнеюрскими известняками, которые подстилаются терригенными породами юры – верхнего триаса [1, 2, 3, 4] и др. По чисто географическим критериям на территории единого массива выделяются три безлесые яйлы – Карабийская, Долгоруковская и Орта-Сырт. Яйлы условно разделены залесёнными долинами рек Бурульча и Суат. Южнее расположен, отделенный разрывами Тырке-Демерджийский известняковый массив, в котором по тем же географическим критериям выделяются одноименные яйлы. В 2-4 км западнее обособлен Чатырдагский массив, сложенный аналогичными известняками. Его тектоника описана ранее в отдельной статье [5].

Важность правильного понимания геологического строения Карабийского массива в первую очередь связана с тем, что многочисленные карстовые источники и истоки малых рек по его периферии определяют водоснабжение ряда поселков Предгорного Крыма. Значительную роль при этом имеет точное определение морфологии и кинематики водопроводящих разрывов. Кроме того, от корректной геолого-тектонической модели зависит прогноз и рациональное использование ресурсов подземных вод полуострова, включая питание артезианского бассейна в его равнинной части. В научном плане тектоника района должна соответствовать современным представлениям о строении и развитии всего Горного Крыма.

Несмотря на более чем 100-летние исследования, геология Карабийского массива остается наименее изученной в Горном Крыму. Это связано с трудной доступностью

района из-за отсутствия хороших дорог, ограничениями свободного посещения Геологического и Ботанического заказников, а также со значительной сложностью геологического строения. Слово «Караби», в переводе с тюркского, означает «черный паук», или «сильный, мощный». Соответственно Караби-яйла символично переводится как «пастбище чёрного паука» или как «место неожиданных бедствий».

В плане граница Карабийского массива определяется контурами выходов на поверхность верхнеюрских известняков. Вследствие разной литологии окружающих пород, она достаточно четко выражена в рельефе. Однако на геологических картах разных авторов очертания массивов значительно отличаются. Например, на карте 1910 г. под редакцией К. К. Фохта, Чатырдагский и Карабийский массивы были объединены. В последующих интерпретациях разных авторов под редакцией М. В. Муратова (1967-1984 гг.) контуры выхода известняков разные. На государственной геологической карте 2008 г. [6] в центральной полосе Карабийского массива выделен огромный (4x12 км) грабен, заполненный терригенными породами демержийской свиты (J₃dm). И, наконец, на карте 2016 года под редакцией С. В. Белецкого, вся юго-восточная половина Караби яйлы показана как площадь выхода не карстующихся терригенных пород разных свит верхней, средней и даже нижней юры (J₂₋₃br+J₃dm, J₁₋₂sk+J₁af). Как следствие, контур известнякового массива был уменьшен наполовину.

Общепринятая модель геологического строения района отсутствует. Причинами тому были разные теоретические взгляды исследователей – от фиксизма с вертикально-разломно-блоковыми моделями, до структурного мобилизма с надвигами и шарьяжами. В последние 25 лет к ним добавились модели, основанные на теории актуалистической геодинамики. Противоречивость представлений о тектонике района видна при сопоставлении разрывов в интерпретациях разных исследователей (рис. 1).

Анализ положения и сравнение разрывов на рисунке 1 проводилось в многослойном файле программы CorelDRAW. В основание макета с топографической карты была скопирована речная сеть и береговая линия Черного моря. Затем двенадцать предшествующих геологических карт разных авторов в формате jpg были вставлены в файл отдельными слоями. Каждая из карт была тщательно масштабирована до полного совмещения положения рек, оврагов и береговой линии моря. После этого в отдельном слое разным цветом были обведены разрывы, выделенные по данным разных авторов.

Как видно на рисунке 1, положение разрывов, их морфология и кинематика по данным разных исследователей настолько противоречивы, что достойны отдельной историко-геологической публикации с рассмотрением дискуссионных критериев выделения конкретных объектов, в которых эти разрывы выделялись. Приведем некоторые примеры.

На геологической карте 2008 г. [6] Л. А. Фиколина с соавторами выделила Тайкобинский «разлом» неясной морфологии и кинематики. Он имел СЗ простирание и без смещений пересекал напластования юрских пород, а также линию гипотетического «Суатканского сброса северного наклона вдоль Долгоруковского разлома глубокого заложения». В всячем северном крыле этого «сброса» были показаны более древние породы, чем в лежащем крыле. Хотя в всячих крыльях сбросов по определению должны выходить более молодые породы, а не наоборот.

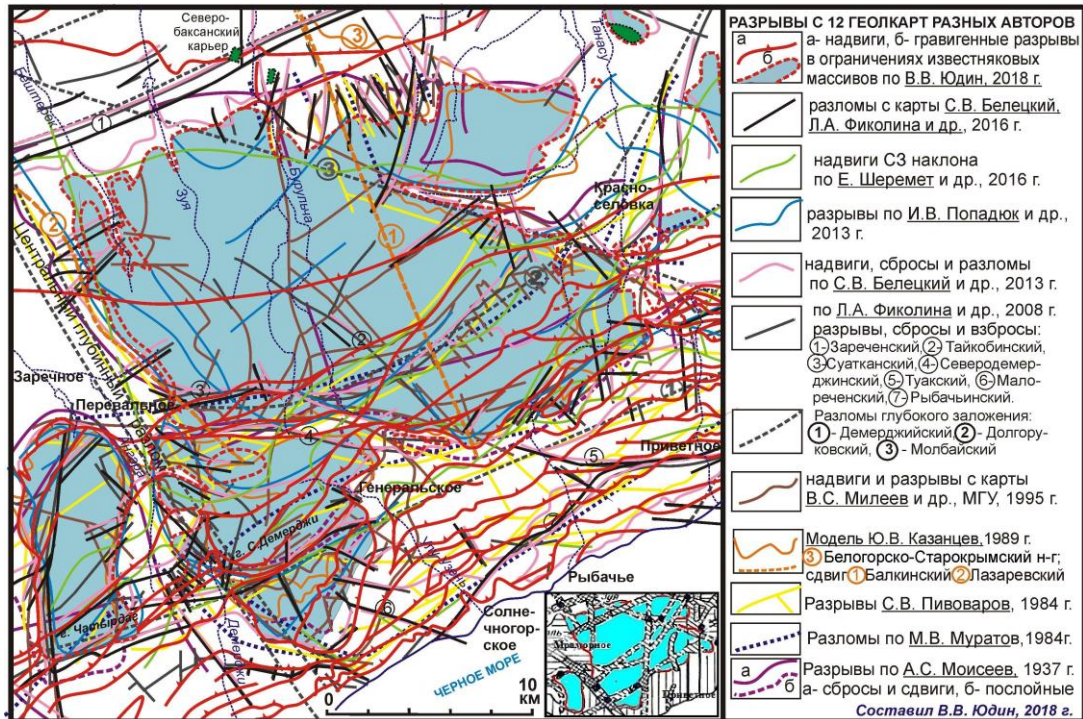


Рис. 1. Сопоставление разрывных нарушений в районе Карабийского массива по данным разных авторов. Внизу на врезке – зоны обводненных «разломов» по А. А. Пасынкову [7].

Столь же нереальным является грабен, выделенный на государственных геологических картах 2008 и 2016 гг. В его осевой зоне на южной половине Карабийлы нарисованы выходы средне-верхнеюрских терригенных пород, которые более древние, чем на плечах «грабена». Отсутствие таких пород подтверждено не только многими геологами за 100 лет, но и наличием десятков карстовых пещер и шахт, включая глубочайшую в Крыму пещеру шахты Солдатскую, глубиной более 500 м. Поэтому и «грабен» и «сброс вдоль разлома глубокого заложения» представляются не более чем предположениями, которые противоречат геологическим данным. Как будет показано ниже, разрыв в районе г. Тай-Коба представляет собой надвиг северного наклона. Он сопровождается принадвиговыми складками и имеет восток-северо-восточное простирание, что четко определяется по несоответствию положения поверхностей напластования в плане и в разрезе.

Еще более проблематичными являются интерпретации сторонников гипотезы регматической ортогональной или диагональной сети разломов в публикациях Л. С. Борисенко, О. Б. Гинтова, А. А. Пасынкова, Ю. М. Вольфмана и др. На врезке рисунка 1, показаны «обводненные зоны сквозных глубинных и межблоковых разломов», в современном понимании соавторов статьи [7]. Отметим, что эти широкие прямолинейные зоны не вполне совпадают с разрывами других исследователей и

даже самих соавторов. Например, в 2018 году были опубликованы две немасштабные карты «морфоструктурных элементов трех порядков» Караби-яйлы, которые считались вертикальными прямолинейными «зонами разломов и повышенной трещиноватости» [8]. Положение этих зон во многом не совпадает с их же картой, опубликованной годом ранее [7] и полностью не соответствует надвигам, выделенным нами по структурно-геологическим данным.

Выделенные «зоны разломов и повышенной трещиноватости» считаются соавторами статей [7, 8] главными структурами, которые контролируют мощности, фации пород и движения подземных вод. К ним, и особенно к узлам их пересечений, по мнению А. А. Пасынкова, приурочены главные родники, что по нашим данным не соответствует действительности. Например, мощный источник Карасу-Баши не связан с широкими вертикальными «разломами» и тем более с их пересечениями. Здесь, на северо-восточном крае Карабийского массива, верхнеюрские известняки полого, под углом 10° наклонены на север. Как и везде вокруг Карабийского массива в подошве известняков у источника развита субгоризонтальная зона гравигенного дробления и крупные олистолиты. Расположенные гипсометрически ниже породы раннего мела залегают горизонтально или наклонены под углами $5-10^\circ$. Их напластования четко дешифрируются в виде ненарушенных пластовых треугольников в долине р. Кучук-Карасу, что не дает геологических оснований для выделения таких «разломов». Кроме того, индикаторные опыты на Караби-Яйле методом окрашивания флюоресцином воды (в шахте Солдатской, в скважине ГПВ-67, расположенной в 1 км к юго-западу, и в поноре истоков р. Суат) по [9, 10] показывают явное несоответствие движений подземных вод с «обводненными разломами» по [7, 8].

Мнения геологов о кинематических типах разрывов в районе также противоречивы. Большинство из них традиционно считает, что это сбросы, редкие взбросы или просто серия субвертикальных «разломов» без определения кинематики [2, 4, 6] и мн. др. Вторая группа исследователей более 100 лет обосновывает здесь наличие надвигов и даже шарьяжей [1, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18]. Таким образом, можно констатировать, что единая общепризнанная тектоническая модель строения рассматриваемого района отсутствует. Это требует пересмотра ранее выделенных здесь конкретных структур и обоснования геометрически реальной, сбалансированной модели строения.

Соотношение известняковых массивов с подстилающими осадочными комплексами трактуется по-разному и дискутируется более семидесяти лет. В настоящее время сосуществуют три взаимоисключающие гипотезы.

Согласно первоначальной (мобилистской) интерпретации 1900-1935 гг. А. С. Моисеева, Н. И. Андрусова, Д. В. Соколова, Н. А. Преображенского и др., Карабийский массив значительно смещен надвигами и, по сути, представляет собой тектонический останец [1 и др.]. После многолетнего забвения, эта концепция была возрождена Ю.В. Казанцевым. По его представлениям верхнеюрские массивы Крыма в большинстве своем аллохтонные. Они слагают останцы ранее единого эндогенного «Покрова Яйлы», надвинутого с юга. [11]. Впоследствии такое же строение поддерживали В. Е. Хаин, С. Е. Смирнов, И. В. Попадюк, С. С. Круглов и др.

По нашему мнению, такой тектонической модели противоречит, во-первых, отсутствие в основании останцов Покрова Яйлы гидротермальной минерализации. Во-вторых, корневая зона шарьяжей должна быть наиболее приподнятой, чего нет в Черном море, где в батиалях и субабиссали по данным сейсморазведки надвиги имеют обратный, северный наклон сместителей. В-третьих, асимметрия складчато-надвиговых структур всего Горного Крыма свидетельствует о шарьировании с севера, а не с юга.

Другая группа исследователей из Московского госуниверситета (В. С. Милеев, С. Б. Розанов, Е. Ю. Барабошкин и др.), разделяя представления об эндогенном аллохтонном залегании Карабийского массива, обосновывала шарьирование его с севера, из Лозовской зоны смятия [13]. Однако реально, на севере геологически обоснованная корневая зона «Покрова Яйлы» отсутствует [16, 19]. То есть, с позиций структурного мобилизма, Карабийский массив рассматривались как останец эндогенного покрова с корневой зоной на юге или, наоборот, на севере.

Вторая (фиксистерская) интерпретация разделялась большинством геологов более 60 лет. По представлениям М. В. Муратова и его последователей, считалось, что верхнеюрские известняки расположены на месте своего образования. Они залегают на флишевых отложениях верхнего триаса – средней юры и имеют стратиграфические контакты, в том числе и с перекрывающими нижнемеловыми породами [2, 3, 4, 6, 20 и др.]. Контакты в основании верхнеюрских массивов рассматривались как стратиграфические (согласные, несогласные или ингрессионные). В случае явных несоответствий, по краям массивов на геологических картах рисовались сбросы, грабены или серия вертикальных «разломов». Некорректность таких интерпретаций рассмотрена в ряде статей и в монографии [16]. Дискуссии о строении конкретных участков продолжались много лет. Они подошли к логичному решению после анализа современных хаотических комплексов и выделения Горнокрымской олистостромы.

Третья (сбалансированная геодинамическая интерпретация) разработана нами с выделением гравитационных микститов. Согласно этой модели, массивы верхнеюрских известняков имеют оползневую природу. Они представляют собой олистолиты и олистоплаки (огромные плоские олистолиты) Горнокрымской олистостромы, которые сползли к северу в конце раннего мела [14, 15, 16, 21, 22, 23 и др.]. Затем в кайнозой часть массива была осложнена эндогенными надвигами и Массандровской олистостромой, что привело к их сложному взаимному положению с лежащими ниже комплексами. Олистостромовая модель хорошо объясняет, казалось бы, взаимоисключающие факты. К ним относятся: стратиграфическое налегание меловых толщ при «впахивании» северных фронтальных краев массивов; псевдоингрессионные контакты с брекчированием в боковых краях олистолитов, а также явно тектонические (гравигенно-тектонические) брекчии и хаотические зеркала скольжения субгоризонтальных разрывов в основании массивов, под которыми местами выявлены более молодые толщи раннего мела. В концепции раннемеловой Горнокрымской олистостромы противоречивые модели строения в разных участках Карабийского и других массивов из верхнеюрских известняков получили единое логическое объяснение [16]. На составленных нами геологических картах и разрезах верхнеюрские известняки были оконтурены разными типами тектонических контактов.

В основании и по контуру – гравигенно-тектоническим контактом, а при наличии доказательств – эндогенными кайнозойскими надвигами и ретронадвигами [15, 18].

О породах, подстилающих верхнеюрские толщи Карабийского массива, существуют разные представления. Поскольку глубоких скважин до основания массива нет, с позиций фиксизма упрощенно и, казалось бы, логично считалось, что под северной частью массива на глубине 300-500 м. несогласно залегают более древние терригенные породы таврической серии и средней юры. При этом, окружающая в плане глинистая нижнемеловая толща перекрывает известняки [2, 4, 6, 10, 20 и др.]. В концепции структурного мобилизма, под верхнеюрскими известняками через эндогенно-тектонический контакт шарьяжа также интерпретировались триас-среднеюрские отложения [13, 24]. И лишь в модели Ю.В. Казанцева на севере Долгоруковского покрова под известняками в автохтоне предполагалась толща нижнего мела [12, рис. 22].

Однако 20 лет назад на многих объектах Крыма нами было обосновано, что: «Верхнеюрские мраморовидные известняки и конгломераты слагают олистолиты и олистоплаки в нижнемеловой Горнокрымской олистостроме. Они залегают через гравигенно-тектонические контакты на и внутри толщи нижнего мела, а при ее пережатии в процессе смещения – на флише таврической серии, среднеюрской молассе и тектонических меланжах. Сползание массивов на расстояние до 20-30 км происходило с юга. Оно связывается с располагавшимся южнее меловым поднятием, предшествовавшим рифтогенному раскрытию Черноморской впадины» [23, стр. 668].

Как будет показано далее, в обнажениях Карабийского массива на периферии выходов известняков верхней юры через пологую зону экзогенно-тектонического контакта с брекчиями ниже залегают локально смятые более молодые нижнемеловые глины [16]. Кроме того, за пределами Карабийского массива, по результатам бурения ряда скважин, под нижнемеловыми породами верхнеюрские известняки отсутствуют, и вскрыт флиш таврической формации или породы средней юры. Объяснить такой парадокс, по нашему мнению, можно лишь в концепции олистостромы.

Поэтому, и предшествующие и современные представления фиксизма о том, что под верхнеюрскими известняками Карабийского массива залегают только породы таврической серии и средней юры, а толщи нижнего мела повсеместно налегают на известняки со стратиграфическим несогласием, представляется неверными. Обоснование тому на конкретных геологических объектах изложено ниже. Форма подошвы Карабийского, Тырке-Демерджийского и Чатырдагского массивов, а также новая методика ее определения изложены в отдельной публикации [25].

Целью настоящей работы является создание современной структурно сбалансированной модели тектонического строения Карабийского (Караби-Долгоруковского) района с учетом противоречивых предшествующих и полученных автором новых данных, основанных на детальном изучении тектонических структур.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Границы и тектоника известняковых массивов рассматриваемого района в настоящей статье приняты в соответствии с последней опубликованной

сбалансированной геологической картой 2018 года [18]. Она построена по данным 25-летнего личного изучения, а также анализа данных всех предшествующих исследований и геологических съемок. Уточненный вариант геологической карты Карабийского массива и прилегающих к нему районов приведен на (рис. 2).

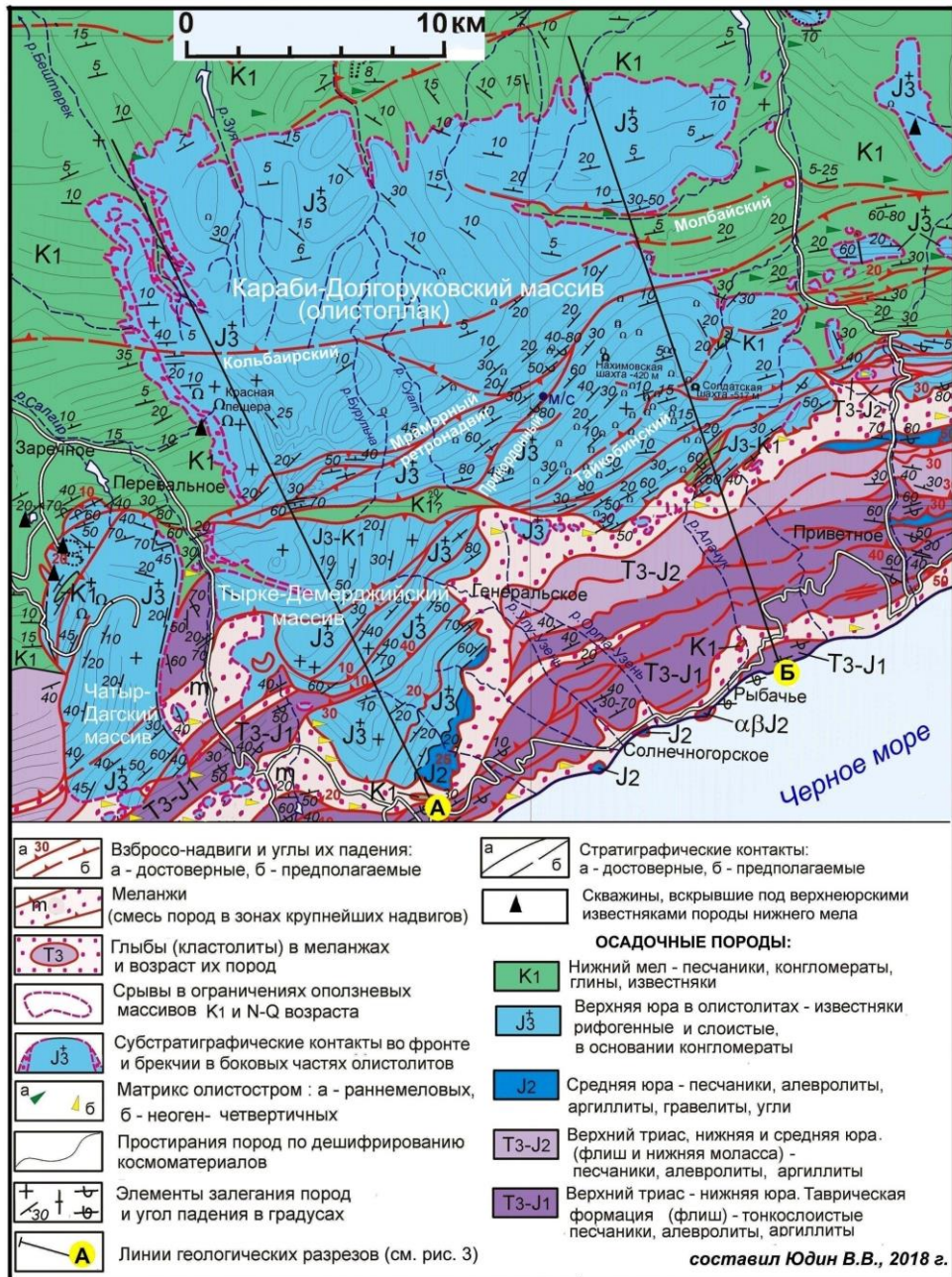


Рис. 2. Геологическая карта района Караби-Долгоруковско(го) массива.

Методика изучения тектоники рассматриваемого района имеет специфические особенности, отличные от стандартных требований к геологическим съемкам [16]. Кроме непосредственного полевого изучения (преимущественно методом пересечений структур с их заверкой по простираению), большое внимание уделялось дистанционным методам. В первую очередь к ним относится использование программы Google Earth. Она позволяет очень детально дешифрировать и прослеживать подтвержденные полевыми наблюдениями слои известняков на яйлах, а также выявлять несоответствие простираций пород в крыльях трассируемых разрывов в плане (тонкие линии на рис. 2). При детальном рассмотрении четко дешифрируются мелкие принадвиговые складки, а также положение и формы подстилающих известняки контактов в плане. Особенно хорошо они видны при виртуальном облете сложно построенных объектов в крест и по простираению структур, что очень важно для правильного понимания объемной модели строения на крутых краях массива.

Вторым важным дистанционным методом является использование современной фото- и киноаппаратуры. Высокая разрешающая способность цифровых фотоаппаратов позволила в разных ракурсах детализировать на составленных фотопанорамах положение и детали строения надвигов и принадвиговых складок с их точной привязкой. Отметим, что однотипный рельеф яйл с многочисленными карстовыми воронками и запутанными дорогами в большинстве случаев позволяет сделать достоверную привязку конкретных структур и фото только с использованием GPS. В Карабийском районе автором сделаны многие сотни фото, объединенные в фотопанорамы, ориентированные для наглядности в крест простираения структур. Они позволили понять и детализировать строение массива в разрезе.

Кроме личных фотоматериалов при составлении тектонической модели массива использовались многочисленные фотографии из интернета, а также доступные там же кинофильмы о Караби-яйле. Наиболее информативными оказались фильмы с использованием летающих дронов, которые дают возможность рассматривать детали строения еще более четко, чем в программе Google Earth. Примерами тому являются съемки с дронов в урочище Суат и в районе кордона Пчелиное <https://www.youtube.com/watch?v=j3tEXIOPtRg>, <https://www.youtube.com/watch?v=xGgvis3s36M>

При составлении геологических разрезов, кроме непосредственного полевого изучения, важной доказательной базой выделения разрывов, тектонических чешуй, меланжей и складок было их дешифрирование на сделанных фото и фотопанорамах (рис. 3, фотодетализации). Положение двух составленных тектонотипических разрезов и строение между ними, показано на геологической карте рис. 1.

1. Геологический разрез г. Демерджи – с. Соловьевка (рис. 3-А) показывает строение западной части Карабийского массива. Разрез был составлен нами 25 лет назад в масштабе 1:25000 и много лет детализировался при доизучении. Подкупающе хороший визуальный вид с шоссе Алушта–Симферополь, привел к созданию здесь очень разных схематичных моделей, включенных в публикации [4, 11, 24] и др. Все они были приведены на рис. 5.6.1 в монографии [16]. Подчеркнем, что эти разрезы-рисунки основывались больше на теоретических представлениях авторов, чем на детальном изучении конкретных дислокаций непосредственно на линии разреза.

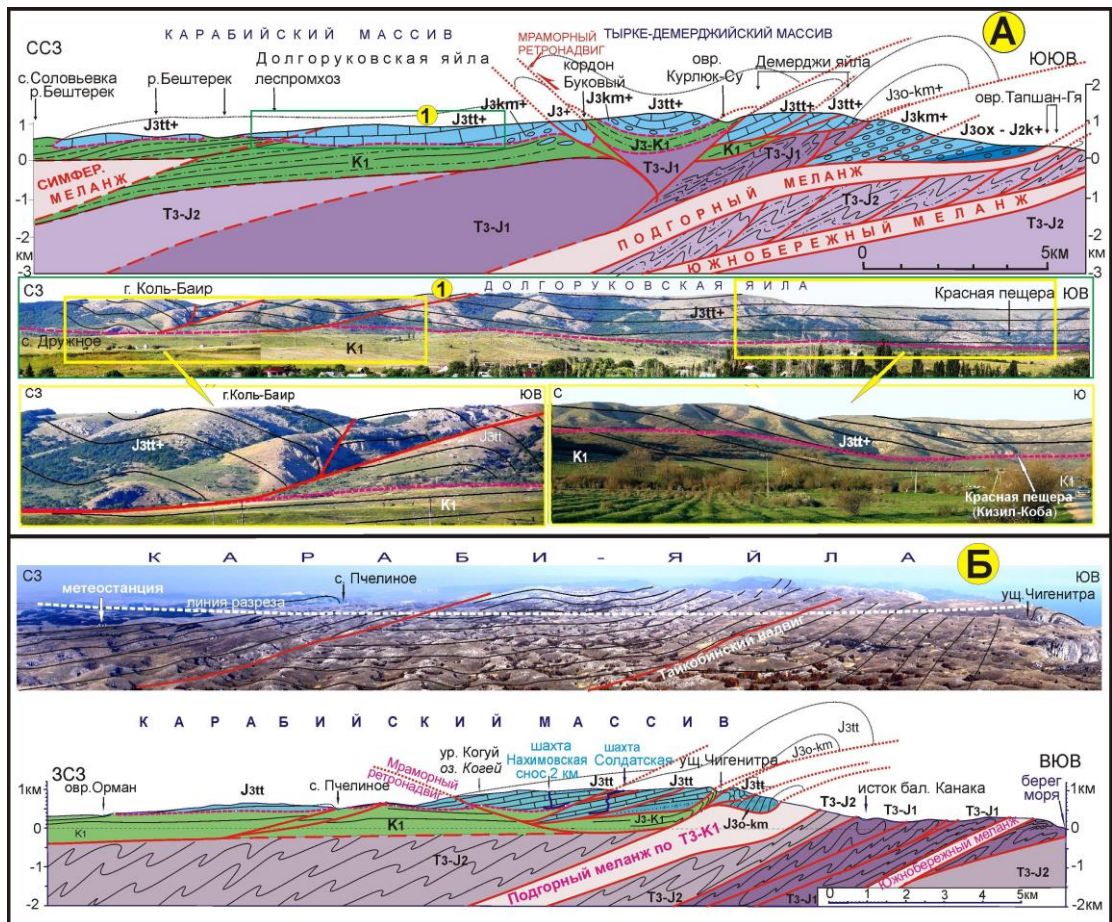


Рис. 3. Геологические разрезы Карабийского массива с фотодетализациями (положение разрезов и условные обозначения см. на рис. 2).

С позиций фиксизма вдоль профиля выделялись вертикальные и круто падающие «разломы», включая «глубинные и глубокого заложения», а также крупные сбросы и сдвиги с локальными взбросами. При внешнем сходстве рисунков, существенное различие в этой группе моделей заключалось в несовпадении положения несбалансированных «разломов» на профилях и картах разных авторов (рис. 1).

Например, на разрезе к геологической карте 2008 года [6] между массивами Северной и Южной Демерджи был показан надвиг южного падения, именуемый «Демерджийским разломом глубокого заложения». Другими геологами этот же разрыв интерпретировался как сброс растяжения [4, 24]. Некорректность таких интерпретаций изложена в монографии [16], где показано, что надвиг падает на север.

С позиций структурного мобилизма вдоль разреза ранее были составлены две модели строения. Согласно первой из них, [11, 12], предлагалось южное положение

корней Шарьяжа Яйлы с абсолютизацией северо-западной вергентности складок и юго-восточного падения надвигов. По второй модели соавторов из МГУ, корни шарьяжа с зоной эндогенного срыва в основании верхнеюрского комплекса пород предполагались в «Лозовской зоне смятия» на северо-западе массива. Однако такое предположение не следует из рисовки опубликованного ими схематичного разреза [13, рис. 1-Г]. Совместить противоречивые предшествующие построения по рассматриваемому разрезу в единую и тем более в сбалансированную модель было невозможно.

В отличие от внemasштабных и умозрительных разрезов-рисунков, в публикациях [4, 11, 24 и др.], составленный нами разрез Демерджи – с. Соловьевка строился по детальной полосовой геологической карте с учетом реального рельефа, конкретных элементов залегания пород и разрывов, а также с использованием разных дистанционных методов [15, 16, 17, 18]. Разрез и полосовые карты сопровождаются многочисленными детализациями, вплоть до конкретных фрагментов мелких структур и обнажений. Ниже приведена обобщенная часть этих материалов и краткое описание новых уточненных интерпретаций.

В юго-восточной части профиля чешуйчато-надвиговое строение района г. Южная Демерджи и Демерджи яйлы описано в монографии [16, стр. 205–219] и детально показано в фотоатласе [17, стр. 144–147]. В заключительной интерпретации этой сложной структуры была составлена уточненная модель сбалансированного строения с учетом срезанной денудацией части фронта шарьяжа (пунктирные линии в воздухе на рис. 3-А). Ранее надвиговой клин оксфорд-киммериджских конгломератов г. Южная Демерджи не допускал приведения верхнеюрских толщ в доскладчатое положение. В новой интерпретации, дислоцированные толщи не только допускают палинспастическую реконструкцию, но и соответствуют строению по простиранию на параллельных разрезах (рис. 2, 3-А и 3-Б).

Расположенные севернее по описываемому разрезу Демерджи яйла и Тырке яйла, ранее выделялись по чисто географическому принципу. В тектоническом аспекте они представляют собой единый Тырке-Демерджийский массив из верхнеюрско-нижнемеловых отложений, нарушенных надвигами северо-западного падения (рис. 2, 3). Подчеркнем, что в долине р. Ангары под конгломератами и известняками верхней юры обнажены глинистые породы параавтохтона с фауной нижнего мела. Они известны по обнажениям в низовьях овра. Курлюк-Су и севернее его устья вдоль шоссе до с. Перевальное, а также доказаны бурением (рис. 2).

Юго-западная граница Карабийского массива с Тырке-Демерджийским массивом – тектоническая. Она имеет очень сложное строение за счет надвигов, ретронадвигов и приразрывных складок. Как видно на геологической карте (рис. 2), простирания пород на границе этих массивов резко отличаются. Верхнеюрские известняки в зоне сочленения вздыблены до 70–80° и смяты в принадвиговые и сдвиго-надвиговые складки, четко выраженные в плане и в разрезе (рис. 4).

Мраморный ретронадвиг и связанные с ним дислокации выявлены севернее Букового кордона [16]. Структуры представлены серией разветвляющихся разрывов юго-восточного падения и складками, запрокинутыми к северо-западу (рис. 4-а).

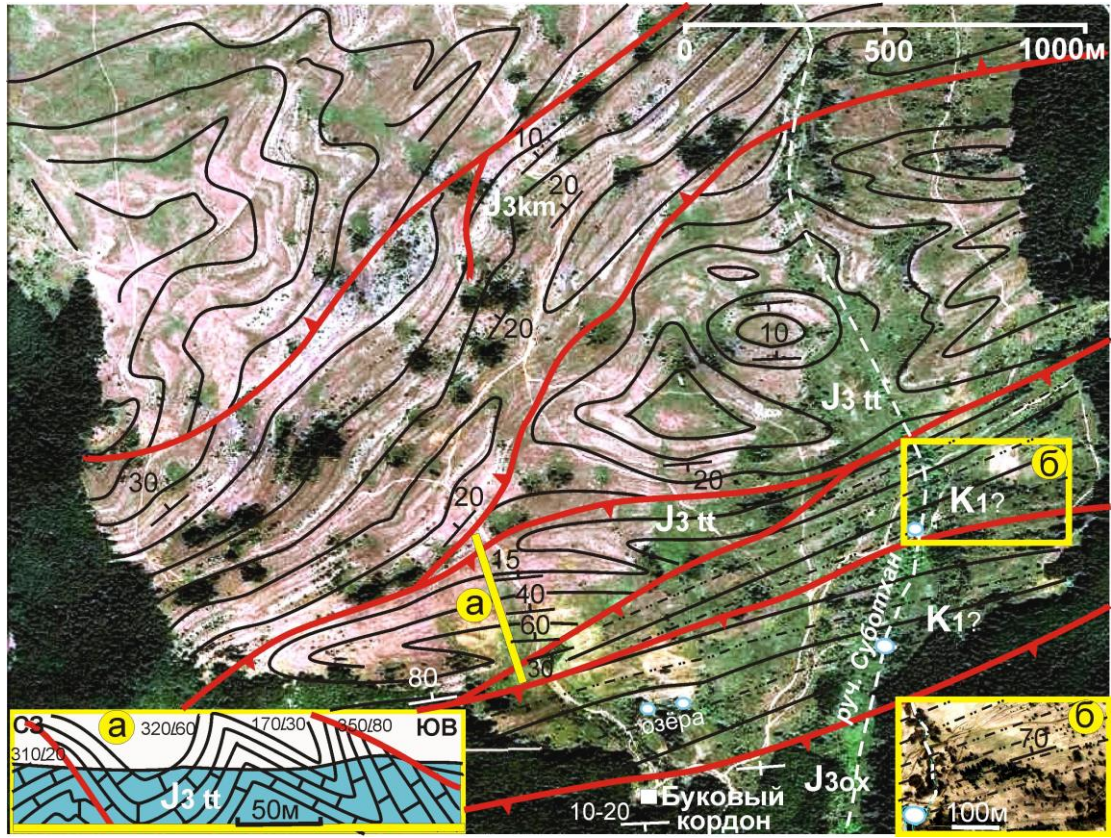


Рис. 4. Принадвиговые дислокации на юго-западной границе Карабийского массива. На врезках: а – разрез по фотопанораме и его положение; б – терригенная толща предположительно нижнего мела.

Слоистые известняки смяты в линейные и в брахиформные складки. Это позволяет допускать в надвигах значительную левосдвиговую составляющую. Система Мраморного ретронадвиг прослеживается здесь от северного ограничения Чатырдагского массива, следуя горному рельефу и пологому южному наклону сместителя (рис. 2). Поскольку главные надвиги Крыма имеют северное падение, Мраморный ретронадвиг образует крупную Горнокрымскую структуру поп-ап [16].

Полоса выходов пород между Карабийским и Тырке-Демерджийским массивами много лет понималась по-разному. В зоне их сочленения выделялись или флиш таврической серии T_3 – J_1 . по [2, 3, 12], или известняки титонского яруса верхней юры по [4, 11, 24], или терригенные породы средней-верхней юры по [6, 26].

В действительности, южнее Букового кордона на поверхность выходит песчано-гравелитовая толща с редкими прослоями известняков. Она наклонена к югу под углами 10 – 20° , а в крайне северных приразрывных выходах залегает субвертикально

(рис. 4). Литологически эта толща аналогична гравелито-конгломератам южного склона г. Южная Демерджи, где определена фауна оксфорда – киммериджа.

Севернее этих выходов выходит полукилометровая полоса тонкослоистых глинисто-песчаных пород (рис. 4). По литологии и слабой литификации глин, они сходны с датированной по фауне нижнемеловой толщей, известной вдоль всего западного края Долгоруковской яйлы. Слои здесь круто наклонены к северу под углами 50–70°, что отмечал еще Ю.В. Казанцев [12]. Поскольку триасовой, среднеюрской и позднеюрской фауны в породах этой полосы не определялось, мы по литологическому сходству относим глинисто-терригенную толщу к нижнему мелу (рис. 2, 4). Такая интерпретация возраста соответствует кинематике разрывов рассматриваемого и окружающих районов. О выходах глинистых пород (а не титонских известняков) здесь также свидетельствует наличие мелких озер и прудов, источников и мелко-меандрирующее русло руч. Суботхан. (рис. 4). Восточнее по простиранию эта же полоса выходов глинисто-песчаной толщи, шириной в сотни метров, прослеживается в залесённом районе на 7 км до истоков р. Суат (рис. 2).

Геология района истоков р. Суат (ур. Водопой) также много лет понимается по-разному. На первых геологических картах в этом участке повсеместно были показаны карбонатные породы верхней юры [1]. Такая же интерпретация принята в изданной карте [4]. В других вариантах строения (И. В. Архипов, Е. А. Успенская, редактор М. В. Муратов, за 1967 г), а также на картах [11, 12] в районе источника Суат показана клинообразная полоса флиша таврической формации поздне триас-раннеюрского возраста. С севера и с юга от выходов титонских известняков она отделялась разломами, разграничивающими Долгоруковскую и Демерджи яйлы. В изданных государственных геологических картах 1983–2016 гг. на рассматриваемом участке были показаны породы флишоидного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, относимых к ставлухарской свите средней юры (байос–бат). Выходы терригенных пород ограничивались стратиграфическими границами или надвигами с по-разному понимаемыми наклонами сместителей. И, наконец, вследствие ошибочной раннемеловой датировки возраста пород всей таврической свиты, на карте И. В. Попадюка и др. 2013 года, та же полоса пород была показана как выходы отложений альбского яруса нижнего мела.

То есть, в долине истоков р. Суат разными геологами противоречиво выделялись: или верхнеюрские известняки, или таврический флиш, или терригенные породы среднеюрского и даже раннемелового возраста. Фаунистических доказательств ни одной из версий не было. Литологическое сходство с разными юрскими терригенными породами Горного Крыма нам представляется сомнительным. В первую очередь это связано со слабой литификацией выходящих здесь глин, которые отсутствуют в поздне триас–раннеюрских и в среднеюрских породах, где развиты алевролиты и аргиллиты.

В нашей интерпретации, на крутом высоком правом берегу истоков р. Суат выходят круто залегающие верхнеюрские известняки с прослоями мергелей и песчаников. Толща нарушена надвигами и малоамплитудными ретронадвигами (рис. 5.). На более пологом левом берегу и западнее до верховий р. Бурульчи развит заросший лесом мелко-овражный рельеф.

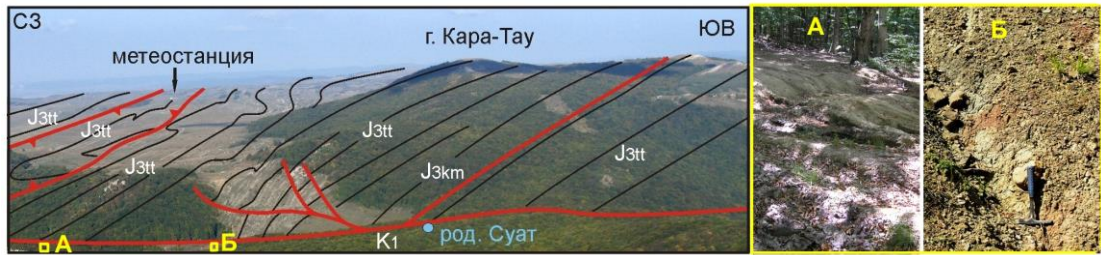


Рис. 5. Строение правого берега истоков р. Суат из известняков и песчаников верхней юры, подстилаемых через пологий надвиг толщей нижнего мела. Фото А – размокающие глины в колее дороги, Б – меланжированные глины в промоине у дороги на склоне.

Овраги здесь с крутыми задернованными склонами и высыпками размокающих глин, что свидетельствует об отсутствии выходов карбонатных отложений. Четких простираний пластов, характерных для титонских известняков, здесь нет, они резко обрываются в русле долины. Это хорошо видно и в съемках с дрона [<https://www.youtube.com/watch?v=j3tEXiOPtRg>]. В глубоких колеях лесных дорог рассматриваемой полосы вскрыты темно-серые и желто-серые пластичные глины, характерные для апта–альба нижнего мела (рис. 5-А).

У русла р. Суат в зоне субгоризонтального контакта верхнеюрских известняков и залегающих ниже глин присутствуют глыбы верхнеюрских известняков, песчаников и конгломератов, размерами 0,3–3 метра. Их положение свидетельствует о большой (10–20 м) толщине зоны сместителя разрыва и о его значительной амплитуде. Сами глины в сместителе сильно меланжированы и в разной степени окислены, что выражено в их цвете – от темно-серого и бурого до серо-желтого (рис. 5-Б). Глины содержат многочисленные остроугольные обломки тонкослоистых песчаников и конкреций сидерита с кольцами Лизеганга. В 500 м западнее контакта на дороге среди глин отмечен локальный выход прослоя песчаника с падением $300 \angle 20^\circ$ (рис. 1).

Как было показано ранее [14, 16, 21, 22, 23], под верхнеюрскими известняками вдоль всей западной границы Карабийского олистоплака залегают более молодые раннемеловые отложения (рис. 2). Такая же картина выявлена вдоль северного и восточного ограничения олистоплака. Это позволяет нам полагать, что и на южной границе Карабийского массива на поверхность выходит полоса пород нижнего мела.

Фактически, возраст рассматриваемой клиновидной зоны выходов терригенно-глинистых пород на южном ограничении массива достоверно не определен и оценивается по-разному (T_3 - J_1 , J_2 , J_{2-3} или K_1). Для окончательного решения проблемы возраста необходимо определение здесь руководящей фауны из глин.

Зона выявленного нами *Прикордонного надвига* северного падения на южном ограничении Карабийского массива протягивается на северо-восток в его тело до района метеостанции (рис. 2). Сложные принадвиговые складки, развитые севернее кордона Буковый (рис. 4) прослеживаются полосой вдоль южной границы Карабийского массива и далее от ур. Суат на северо-восток до Метеостанции (рис. 6).

ТЕКТОНИКА КАРАБИЙСКОГО МАССИВА В КРЫМУ

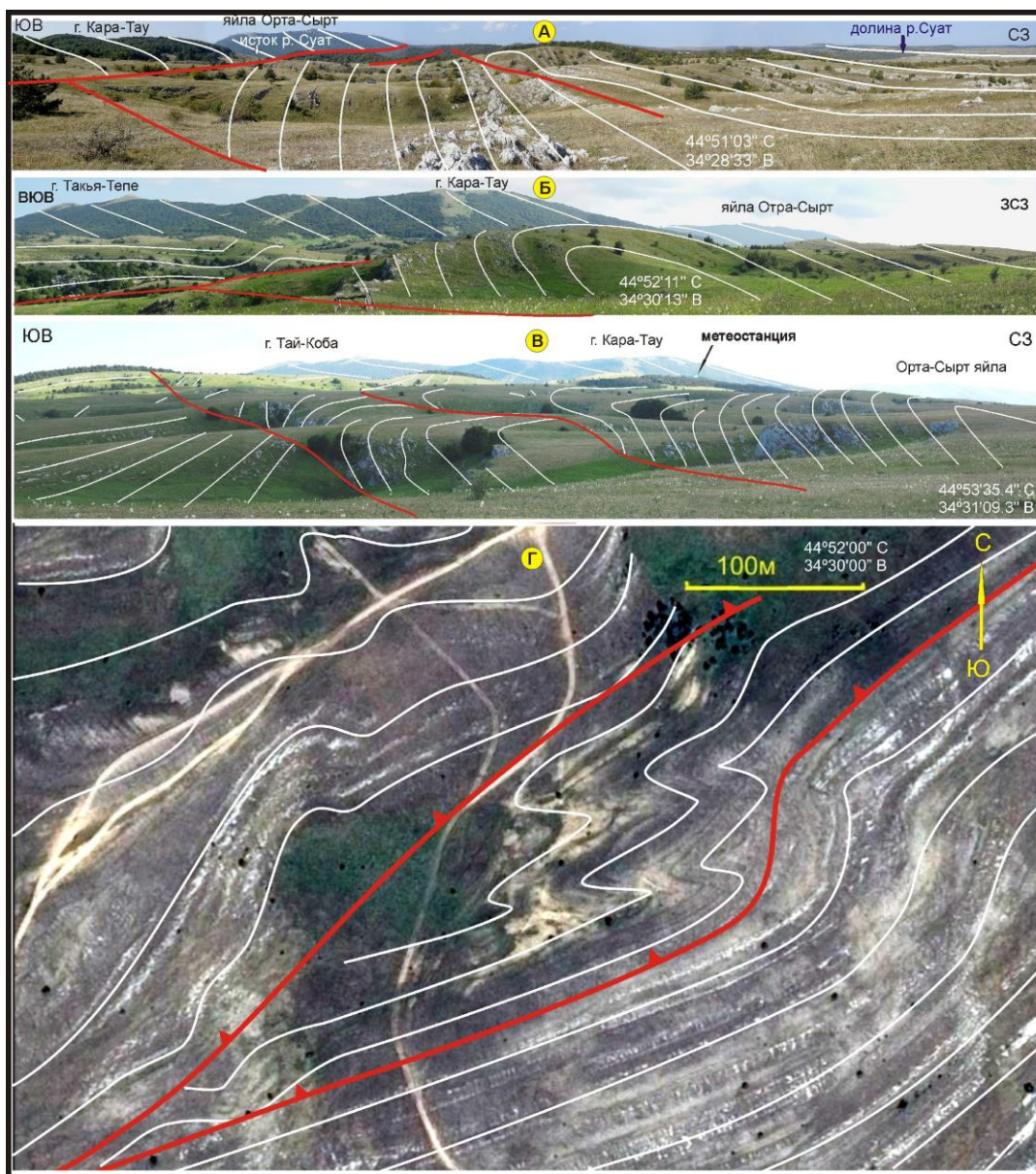


Рис. 6. Прикордонная антиклиналь в трех пересечениях и строение ее ядра в плане.

В километре северо-восточнее истоков р. Суат в титонских известняках нами выделена крупная, изоклиральная и запрокинутая на юго-восток *Прикордонная антиклиналь*, названная по создавшему ее надвигу (рис. 6-А). В плане ширина складки достигает 2 км. Ее узкое опрокинутое южное крыло и ядро осложнены надвигами, а северное – ретронадвигом (рис. 1, 5). Согласно детальному

дешифрированию в плане, антиклиналь линейная, длиной около 10 километров. В районе Метеостанции перегиб антиклинали четкий, без видимых осложняющих разрывов (рис. 6-Б). В километре юго-западнее в плане видно, что ядро осложнено мелкими складками и разрывами (рис. 6-Г). В 2,2 км к северо-востоку от Метеостанции форма Прикордонной антиклинали несколько иная (рис. 6-В). Однако в целом все три ее пересечения показывают сходное строение, что соответствует структурной сбалансированности второго рода.

Выявить столь сложную принадвиговую структуру в разрезе и в плане без использования цифровой фотоаппаратуры, компьютера, программы Google Earth и современных представлений о сбалансированной структурной геологии было невозможно. Поэтому Прикордонная антиклиналь при 100-летнем геологическом изучении была пропущена. По-разному рисуемые здесь «разломы» (рис. 1) следует считать необоснованными.

То же можно отметить о чешуйчато-надвиговом строении восточной части южного края Карабийского массива (рис. 7). На детально дешифрированной фотопанораме, ориентированной в крест простирания структур, видно, что эта часть массива представляет собой серию дуплексов с приразрывными складками системы *Тайкобинского надвига* (рис. 2). Северо-восточнее его сместитель расположен вдоль простирания известняков, что показано на общей фотопанораме яйлы (рис. 3-Б). В плане по обе стороны от надвига фиксируются достаточно четкие несоответствия отдешифрированных гряд известняков (рис. 2).

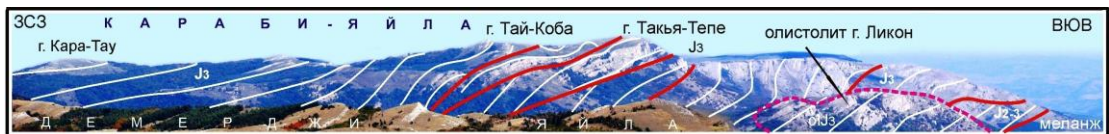


Рис. 7. Фотопанорама-разрез южной части Карабийского массива.

По нашим геологическим данным, на юге Карабийский олистоплак подстилается молодым региональным шарьяжным Подгорным меланжем [18]. Глыбы-кластолиты в нем состоят преимущественно из пород таврического флиша и псефитов средней-верхней юры. Локально в матриксе отмечались глины с фауной нижнего мела [16]. Кроме эндогенных дислокаций, в неоген-четвертичное время с южного края Карабийского массива на расстояние полукилометра сполз крупный олистолит г. Ликон, который относится к Массандровской олистостrome Южного Крыма (рис. 8, рис 7), [16, 17]. Аналогичные крупные и многочисленные мелкие олистолиты выявлены нами вдоль всего южного склона массива.

Впечатление пологого залегания верхнеюрских известняков при рассмотрении Карабийского массива с юга – обманчивое. Оно связано с видом структур вдоль простирания (рис. 8). В таком ракурсе пологие складки являются следствием сдвиговой составляющей в надвигах, приводящей к пологой ундуляции шарниров структур. При рассмотрении в крест простирания выявляются сложные чешуйчато-надвиговые дислокации тангенциального сжатия (рис. 7).

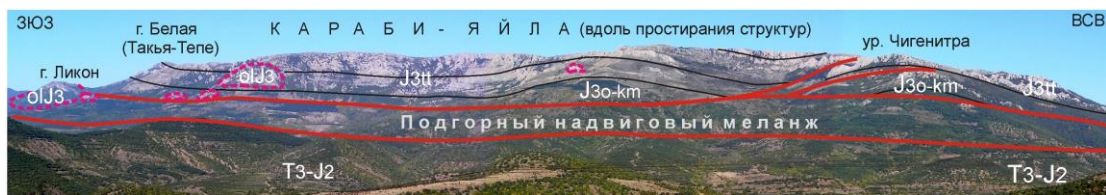


Рис. 8. Строение южного края Карабийского массива.

Северо-западная часть разреза г. Демерджи – с. Соловьевка имеет более простое строение. Титонские известняки, а также выклинивающиеся к северу оксфорд-киммериджские песчаники и конгломераты слагают пологую моноклинал, в целом погружающуюся к северу под углами 5–20° (рис. 2, 3-А). Лишь южнее с. Дружное моноклинал нарушена системой надвигов пологого северного наклона. В районе г. Коль-Баир в известняках выявлены принадлежковые складки с углами наклона крыльев до 40° (фотодетализация на рис. 3-А-1). В плане выделенный нами *Кольбаирский надвиг* прослежен на расстояние 20 км через весь Карабийский массив, что видно по резкому изменению простираний слоев известняков (рис. 2). Западнее по простиранию разрыв продолжается в толще нижнего мела еще на 20 км [16, 18].

Вся западная граница Карабийского олистоплака на контакте с подстилающими его нижнемеловыми породами – экзогенно-тектоническая. Вдоль контакта развита мощная зона известняковых брекчий с олистолитами (рис. 2). По вертикали зона имеет толщину около 50 м и интерпретируется нами, как гравигенная в основании оползневого массива. В пользу этого свидетельствует ряд данных, опубликованных ранее [14, 16]. Судя по извилистой в плане форме выхода брекчий на поверхность и следованию границ контрастному рельефу, зона контакта расположена субгоризонтально (рис. 2, 3-А). В совокупности с четкой моноклиналю в породах нижнего мела западнее, это не дает основания выделять вдоль границы массива субвертикальный «Центральный глубинный разлом» или «гигантский сброс Салгирского грабена» (рис. 1). Кроме того, западнее массива в нижнемеловом комплексе встречаются олистостромовые горизонты и небольшие олистолиты, состоящие из верхнеюрских известняков.

Геодинамическую модель строения здесь подтверждают и другие данные. Так, ниже по склону от Красной пещеры была пробурена скважина № 1. Сверху вниз она вскрыла 12 м нижнемеловых аптских глин, 32 м верхнеюрских известняков, с отдельными зонами дробления, затем 5 м более молодых аптских глин и 9 м верхнеюрских титонских известняков. Рядом со скважиной, среди нижнемеловых пород обнажены крупные (3–10 м) олистолиты из тех же известняков с зеркалами скольжения по их периферии. В окружающем матриксе отмечается аномальная дислоцированность глин, деформации палеофауны, а также зеркала скольжения из кальцита. Зона дробления и расланцевания пород обнажена и выше по течению р. Краснопещерная до основания верхнеюрского массива. Добавим, что в 5 км южнее, в районе устья овра. Курлюк-Су у шоссе обнажен мощный олистостромовый горизонт с олистолитами из верхнеюрских конгломератов и известняков.

Севернее, в самой нижней части пещеры Московской (расположенной 750 м южнее г. Базар-Оба) среди верхнеюрских известняков автохтона Кольбаирского надвига, в глинисто-карбонатных образованиях была определена микрофауна берриаса–валанжина [27, стр. 15]. У с. Дружное, под титонскими известняками также определена раннемеловая фауна. Еще севернее, в глубоком каньоне верховой р. Бештерек нами наблюдалось аналогичное соотношение пород. Высокие берега там сложены верхнеюрскими известняками, а нижняя часть и русло – более молодыми пластичными глинами с обломками выше залегающих плотных известняков (рис. 2).

Важно еще раз подчеркнуть, что в широкой долине р. Салгир западнее Карабийского олистоплака, во всех пробуренных скважинах, под нижнемеловыми породами верхнеюрские известняки отсутствуют и вскрыт интенсивно дислоцированный таврический флиш поздне триас–среднеюрского возраста. Это также свидетельствует об аллохтонности Карабийского массива и об отсутствии традиционно выделяемого «Салгирского грабена».

С позиций мобилистских гипотез по [11, 12], во фронте “Шарьяжа Яйлы”, надвинутого с юга, в северной части массива должна была бы присутствовать значительная фронтальная дислоцированность пород с надвигами южного падения, но их нет (рис. 3-А). Согласно второй модели (надвигания с севера) по [13, 24] следовало ожидать еще более сложные структуры корневой зоны шарьяжа. Однако такие дислокации отсутствуют. Важно и то, что в зоне контакта нет гидротермальных минералов и аномально высокой литификации пород вследствие динамометаморфизма, характерного для эндогенных шарьяжей. Кроме того, по северной периферии Долгоруковского массива вверху локально отмечается и стратиграфическое налегание меловых пород на титонские известняки. Оно объясняется эффектом «впахивания» массива в нижнемеловую толщу матрикса при его сползании к северу. То есть, все геологические данные вдоль изученного разреза свидетельствуют о гравигенной природе Карабийского массива [14, 16 и др.].

В заключение рассмотрения строения западного разреза добавим, что стратиграфические исследования Долгоруковской яйлы привели сотрудников МГУ к оценке «видимой мощности верхнеюрского разреза около 2700 м.» [24, стр. 23]. Согласно геологическим разрезам других авторов, мощность известнякового комплекса здесь оценивалась до 2 км, а по данным Е. Шеремет и др. – до 7 км [28, рис. 15]. С такими явно завышенными и противоречивыми оценками нельзя согласиться. Даже с учетом денудированной части известняков, по детальному геологическому разрезу и по фотопанорамам их мощность не превышает 800 м (рис. 3-А). Ошибки с завышением мощности известняков в 5-10 раз, заключаются в игнорировании надвигов, дуплексирующих терригенно-карбонатную толщу, что в тексте статьи [24] лишь декларировалось. Реальная толщина верхнеюрских толщ Долгоруковской яйлы комплексным методом определена в 450-600 м [25].

2. Геологический разрез восточной части Карабийского массива, от истоков Канакской балки до овра. Оман, впервые был построен по авторской методике исключительно в программе CoreDRAW. Это позволило точно масштабировать привязку и строение более детально изученных структур. Положение линии разреза показано на рис. 2, а его строение – на **рис. 9**.

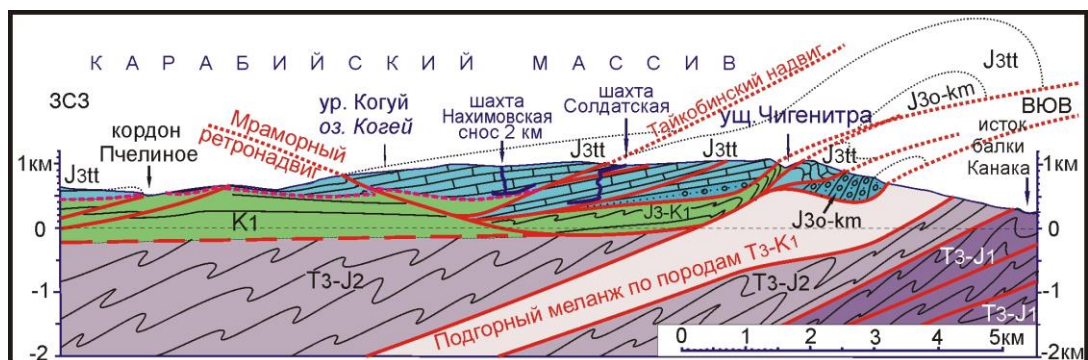


Рис. 9. Геологический разрез восточной части Карабийского массива.

Рассмотрим тектонику полосы обнажений вдоль разреза с юго-востока на северо-запад (рис. 2). Ранее нами было показано, что южнее Карабийского массива расположены не вертикальные «разломы» и блоки, а региональный Подгорный шарьяжный меланж. Мощное тело микстита наклонено на северо-запад [16 и 17, стр. 72, 73]. О пологом наклоне свидетельствует извилистый контур сместителя, который следует горному рельефу (рис. 2).

В матрице Подгорного меланжа юго-западнее по простиранию местами присутствуют глины нижнего мела [16]. Глыбы–кластолиты состоят из терригенных пород, возраст которых определен в диапазоне от верхнего триаса до средней юры включительно. Ниже по склону эти породы выходят в коренном залегании и слагают сложную чешуйчато-надвиговую структуру с мелкими складками, запрокинутыми на юго-восток, что детально показано в фотоатласе [17]. С крутых склонов гор здесь сползли крупные и мелкие массивы–олистолиды из верхнеюрских известняков и конгломератов. Они, и окружающий их щебеночно-глыбовый матрикс, слагают Массандровскую олистострому. Вопрос входят ли обломки верхнеюрских пород в состав Подгорного меланжа, остается открытым. Он может быть решен лишь после перебурирования микстита и выявления в нем глыб яйлинских известняков.

Южные краевые обрывы в районе профиля хорошо обнажены и позволяют выявить сложную структуру фронтальных дислокаций, наблюдаемую с разных сторон. При наблюдении с юго-востока, создается обманчивое впечатление относительно простого строения (рис. 8). При рассмотрении структур в крест простирания с юго-запада, четко выявляются сложные надвиговые чешуи.

Под перевалом Большие Ворота (проход Балабан-Капу) обнажены оксфорд-киммериджские песчаники и конгломераты, которые залегают с очень крутыми углами падения и нарушены взбросо-надвигом (рис. 10-А-Б). Ниже на склоне расположены сползшие олистолиды (оJ3 на рис. 10-Б). На фронтальные дуплексы с северо-запада надвинуты титонские известняки Караби-яйлы.

Проблема происхождения крутого залегания и смятия верхнеюрских пород на юго-восточном крае массива в предшествующих интерпретациях игнорировалась. Например, Л.С. Борисенко на детальном разрезе этого участка нарисовал умозрительную моноклиналь, нарушенную вертикальными «разломами» (рис. 10-Г).

На геологической карте в статье [29], исходя из декларируемого «блокового строения» им показаны прямолинейные разломы, создающие не соответствующую действительности структуру «битой тарелки». С позиций современной структурной геологии, гипотетические «вертикальные разломы» не могут создавать ни складок, ни крутого падения пород. Реальное строение совсем иное, что видно при сравнении реального объекта на фоторазрезе и блоковой модели Л.С. Борисенко (рис. 10-В и Г).

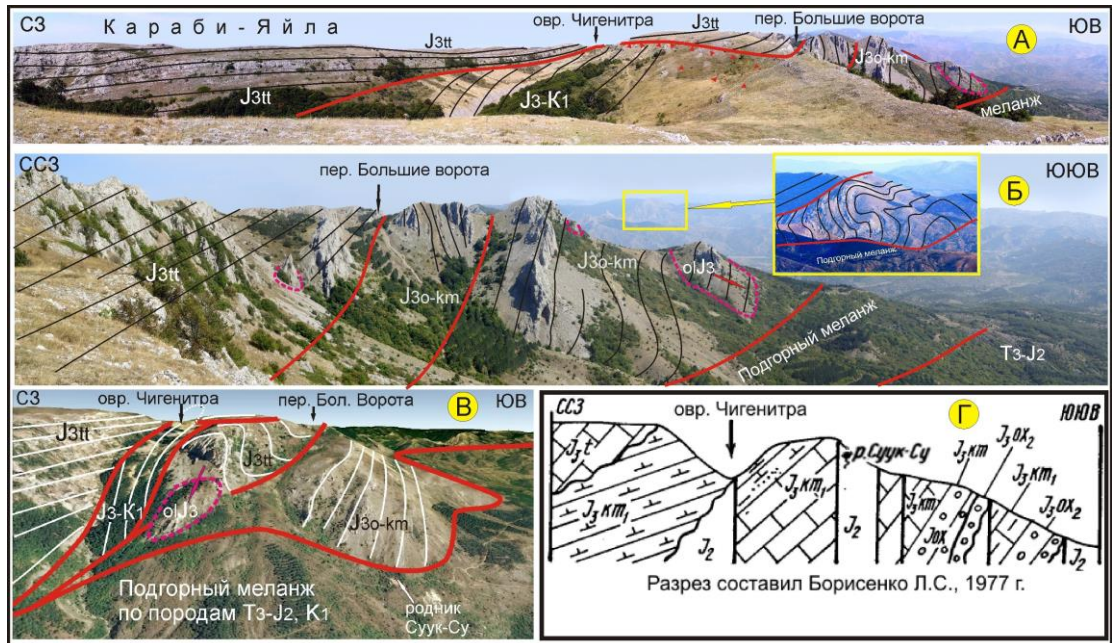


Рис. 10. Фронтальные структуры юго-восточной части Карабийского массива.

Ответ на вопрос какая же здесь была первоначальная структура, которая ныне значительно срезана денудацией и частично сползла к морю в олистолитах, можно найти по простиранию. Так, в 10 км к северо-востоку вдоль фронта Подгорного надвига с одноименным меланжем расположено с. Зеленогорье. Там, в урочище Панагия обнажено сходное строение, но с меньшей степенью эрозионного среза (фотодетализация на рис. 10-Б). Более детально эта структура показана в фотоатласе [17, стр. 154], где выделена сложная опрокинутая принадвиговая складка, сложенная аналогичными верхнеюрскими конгломератами. На рассматриваемом участке под перевалом Большие Ворота сохранился лишь нижний фрагмент этой складки (рис. 10-А, Б, В).

В районе оврага Чигенитра (непосредственно на линии описываемого профиля) во фронтальной зоне обнажена очень сложная структура, которая выделена впервые (рис. 9, 10-А, 10-В). Надвиг на границе с Подгорным меланжем имеет пологий наклон, поскольку извилистый контакт следует горному рельефу (рис. 2, 10-В). Нижняя чешуя из оксфорд-киммериджских псефитов круто наклонена к северо-востоку. В

расположенной выше чешуе четко дешифрируется принадвиговая антиклиналь, часть ядра которой сползло в виде олистолита (рис. 10-В).

Расположенные выше тектонические чешуи обнажены в долине ущелья-оврага Чигенитра (рис. 11). Верхняя часть высоких берегов оврага сложена верхнеюрскими известняками. На юго-восточном склоне они круто падают на северо-запад, а на северо-западном – более полого (рис. 11-А). Нижний контакт известняков тектонический, пологий, слабоизвилистый. При рассмотрении с юго-востока вдоль простирания контакта видны карманы и налегание в подошве разных срезанных надвигом известняковых пластов. С учетом подстилающих глин при декларируемом стратиграфическом контакте такое было бы невозможно. В средней части правого берега оврага контакт хорошо обнажен. В основании массива присутствуют глыбы известняков с разными наклонами слоистости. Гипсометрически ниже, расположена 5–10-метровая зона милонитизации и брекчирования слоев алевролитов (рис. 11-А-1).

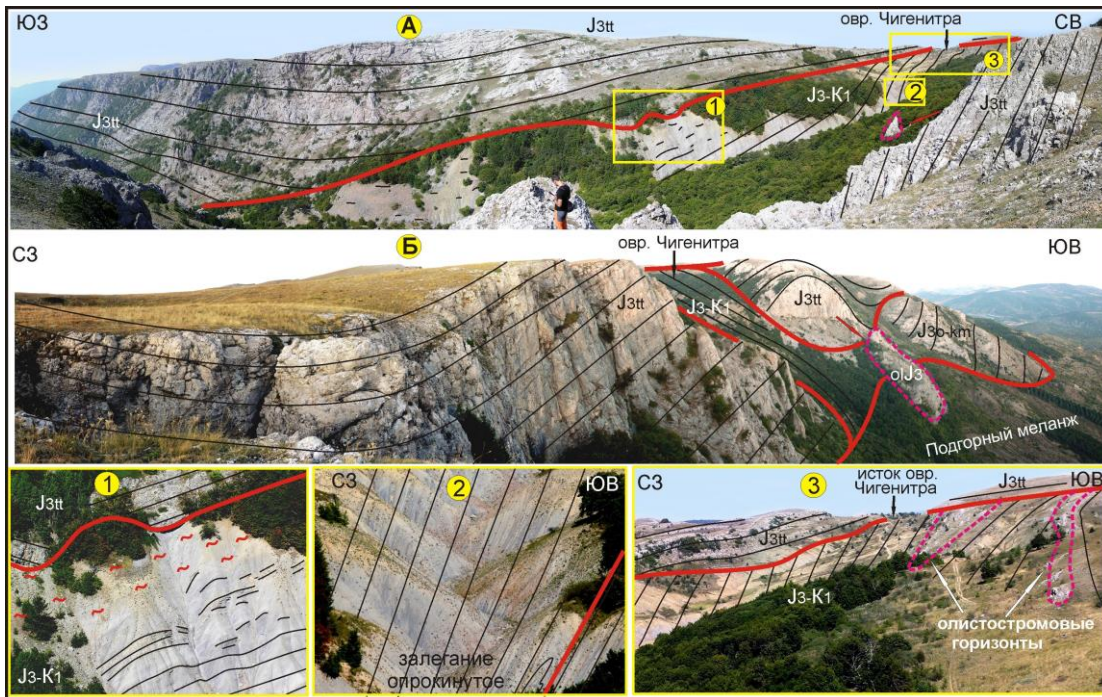


Рис. 11. Надвиговые структуры в овраге Чигенитра.

Внизу, в глубоком овраге Чигенитра, почти по простиранию обнажена дискуссионная по возрасту флишоидная толща. Она падает по аз. 290–300° в нормальном и опрокинутом залегании под углами 50–90° (рис. 11-А-2). В нижней половине оврага вскрыты тонкослоистые серые и желто-серые карбонатные алевролиты с редкими тонкими прослоями сидеритовых известняков и конкреций сидерита. Местами порода послойно рассланцована, с кальцитовыми жилками и

зеркалами скольжения по слоистости. По механоглифам здесь выявлена изоклиальная кинк-антиклиналь с опрокинутым залеганием в юго-восточном крыле.

По простирацию, в верхней части русла оврага алевролиты сменяются также субвертикально залегающими серо-желтыми полуразмокающими карбонатными глинами, со щебнем из конкреций сидерита и с обломками зеркал скольжения из кальцита. В глинах выявлены псевдопрослой рыхлых желто-бурых известняков с обильной фауной кораллов, нериней и других мелких гастропод.

В этой же толще на левом берегу оврага присутствуют отдельные крупные фрагменты из плотных серых известняков, размерами до первых метров (рис. 12-А). При полевом наблюдении они похожи на кластолиты в зоне брекчирования меланжа. Однако, при дешифрировании сверху в программе Google Earth, установлено, что это послыбно вертикально расположенные удлиненные олистолиты. Они слагают два горизонта, мощностью до 20–50 м., которые выклиниваются к юго-западу (рис. 12-Б, В). По обе стороны от них развиты стратифицированные глины и глинистые песчаники, залегающие субвертикально в флишоидной толще. Вследствие такой упорядоченности, объект нами выделен как дислоцированные олистостромовые горизонты. В случае эндогенного происхождения (меланжа), кластолиты располагались бы хаотично и в матриксе были бы гидротермальные минералы, которых нет. Кроме того, редкие мелкие глыбы из плотных известняков наблюдались нами во флишоидной толще и в глубоком русле средней части оврага.

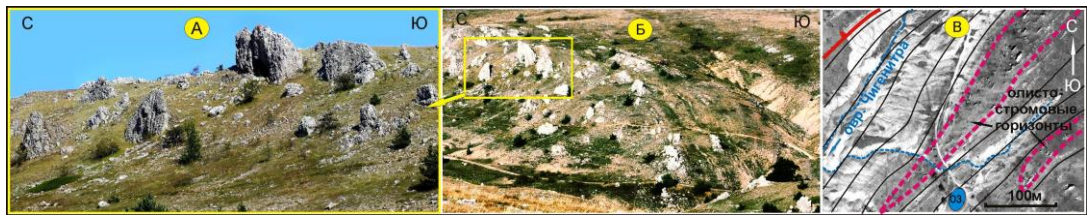


Рис. 12. Выявленные олистостромовые горизонты на левом берегу верхний овраг Чигенитра.

Ширина выхода субвертикально залегающей толщи с олистостромовыми горизонтами в средней части оврага составляет около 400 м., в нижней части – 200 м. Учитывая изоклиальную складку и выявленное опрокинутое залегание пород, видимую мощность толщи можно оценить в 200–300 м.

Возраст пород в овраге Чигенитра до настоящего времени фаунистически не обоснован. Он оценивается противоречиво из-за отнесения к разным свитам. Существуют следующие представления о возрасте толщи: поздняя юра [1]; оксфорд–киммеридж или оксфорд [2, 3, 4, 6]; средняя–верхняя юра [6, 11, 12] или ранняя–средняя юра [26]. В статье, специально посвященной стратиграфии этого участка, 200-метровая толща «мергелистых сланцев» в овраге Чигенитра отнесена к раннему киммериджу условно, поскольку фауны в ней не найдено [29, стр. 111]. И, наконец, в зарубежных публикациях существуют мнения о раннемеловом возрасте флишоидной толщи [28]. Кроме того, украинские соавторы И.В. Попадюк, С.М. Стомба и др. на

своей карте 2013 г. рисовали здесь породы таврической серии (Т₃-J₁), которые они ошибочно отнесли к альбскому ярусу раннего мела.

По нашему мнению, всё выше изложенное, с учетом состава и положения флишоидной толщи с олистостромовыми горизонтами, свидетельствует о ее нижнемеловом возрасте. Аналогичная флишоидная толща со сходными олистостромовыми горизонтами и крупными олистолитами Горнокрымской олистостромы была выделена нами в 1993 г. в 6 км северо-восточнее в ур. Шайтан-Капу южнее с. Красноселовка [16, 18, 21, 23]. По детальному описанию и определению фауны, возраст глинисто-карбонатной толщи там был определен как берриасский [30], а возраст известняковых глыб – предположительно как титонский. Титонский или просто верхнеюрский возраст мелких и крупных известняковых олистолитов по определениям фауны приводился у с. Красноселовка и другими стратиграфами, например, Б.П. Чайковским, данные за 1994 г. [31] и др.

В пользу мелового возраста пород в овраге Чигенитра свидетельствует следующее: 1) – слабая степень эпигенетических преобразований (глины, а не алевролиты, характерные для юрских отложений); 2) – обычный для нижнего мела желтый цвет пород и фототон полосы выходов при рассмотрении в программе Google Earth (как следствие окисления сидеритов); 3) – характерные конкреции и прослои сидерита с кольцами Лизеганга; 4) – сходные олистостромовые горизонты в нижнемеловых породах выявлены и в других районах (в верховьях р. Ворон и др.); 5) – северо-восточнее по простиранию вдоль всего восточного края Карабийского массива залегают нижнемеловые отложения с отдельными олистостромовыми горизонтами и крупными олистолитами из верхнеюрских известняков (рис. 2). Те же породы окружают Карабийский массив с севера и с запада. Решить проблему датирования пород в овраге Чигенитра могут лишь находки и определения аммонитов из глин самой флишоидной толщи, поскольку фауна из олистолитов и аллогенной части калькаренитов может быть древнее, как в районе южнее с. Красноселовки.

История формирования выявленной сложной структуры юга Карабийского массива следующая. В раннем мелу здесь, как и на всей территории Горного Крыма, с предрифтогенного поднятия произошло сползание с юга крупных олистолитов и олистоплак из верхнеюрских известняков с формированием олистостромовых горизонтов [16, 21]. С конца олигоцена по настоящее время, в результате длительного и непрерывного поддвигания субокеанической коры Черного моря под Крым, сформировались сложные неокиммерийские структуры сжатия. На юго-востоке Карабийского массива образовался региональный шарьяжный Подгорный меланж. При надвигании (точнее поддвигании), подстилающая Карабийский массив более пластичная флишоидная толща нижнего мела вместе с олистостромовыми горизонтами была смята и ныне залегает здесь субвертикально (рис. 10-12). Аналогичным деформациям подверглась и песчано-конгломератовая толща молассы оксфорд–киммериджского возраста.

Ныне эти структуры глубоко срезаны денудацией. Поэтому при их палинспастической реконструкции возникают трудности. Совершенно очевидно, что при осадконакоплении оксфорд–киммериджские конгломераты залежали субгоризонтально. При распрямлении принадвиговых складок и дуплексов мы

должны получить единый ненарушенный осадочный разрез, что невозможно сделать в блоковой модели. На двух сбалансированных между собой тектонотипических разрезах Карабийского массива ныне срезанные денудацией структуры показаны пунктиром (рис. 3 и 9). С учетом вывода осадочных пород в доскладчатое положение, они свидетельствуют о горизонтальной амплитуде системы фронтальных надвигов не менее чем 3–5 километров.

К северу от оврага Чигенитра почти все геологи более 100 лет выделяли моноклинально наклоненную на северо-запад толщу известняков и мергелей верхнеюрского (титонского) возраста. Исключение составляет государственная геологическая карта Украины 2008 года, где на Караби-яйле был выделен огромный (4х16 км) нереальный «грабен», ограниченный встречно падающими сбросами и выполненный терригенными породами демерджийской свиты оксфорд–киммериджского возраста [6.]. Если бы такой грабен существовал, то в его опущенной по сбросам части должны были бы выходить более молодые породы, а не наоборот. К тому же на территории «грабена» выходят не псефиты, а известняки. В рельефе здесь развиты многочисленные карстовые воронки и пещеры, включая карстовую шахту Нахимовскую, глубиной 420 м., что свидетельствует о развитии карбонатных пород.

На государственной геологической карте 2016 года те же соавторы-составители, на всей южной половине Карабийского массива выделили огромное (10х20км) поле выходов некарстующихся терригенных пород верхней, средней и даже нижней юры [26]. Такая интерпретация противоречит не только реальным выходам известняков на поверхность, но и тому, что здесь расположен Карабийский карстовый заказник с многочисленными воронками, пещерами, колодцами, включая самую крупную в Крыму шахту Солдатскую, глубиной 517 м.

Другое «новшество» предложили недавно 6 заграничных соавторов в статье [28, стр. 17]. На восточной части Карабийского массива (на месте несуществующего терригенного «грабена») без учета развитой там структуры и рельефа они нарисовали крупное (6х8 км) поле выхода алевролитов верхнего мела. Причем в табл. 2 статьи [28] определения позднемеловой фауны на этом участке отсутствуют. Недоумение вызывает и то, что под толщей верхнего мела декларируется залегание сразу титон–берриасских известняков при полном отсутствии отложений валанжина, готерива, апта и альба, которые развиты всего в 10 км севернее. Кроме того, алевролиты для такого молодого диапазона разреза не характерны по степени эпигенеза. Обычно в верхнемеловых толщах развиты глины. Все это позволяет усомниться в реальности выделенного уникального поля выходов «алевролитов позднего мела» на востоке Геологического заказника Горный карст Крыма [32].

Реально, восточная часть Карабийского массива представляет собой моноклинал, осложненную субпослойными и рэмповыми надвигами преимущественно северного наклона, которые дуплексируют толщу верхнеюрских известняков с прослоями мергелей, алевролитов, реже гравелитов (рис. 2, 3, 9). Плоскости надвигов, в том числе Тайкобинского, приурочены к пластичным слоям алевролитов. В плане по дешифрированию слоев известняков отмечается несоответствие простираций пород в крыльях разрывов (рис. 2). На профиле рядом с шахтой Солдатская в широкой долине

– поле с пересыхающим озером Эгиз-Тинах, расположено пятно песчано-глинистых пород. Оно связано с прослоем титонских глин и мергелей с зеркалами скольжения из кальцита в карбонатной толще. В 2 км к северо-востоку, в долине оврага фаунистически доказаны нижнемеловые глинистые породы (рис. 2). Нами они интерпретируются, как остатки толщ ранее перекрывавших верхнеюрские известняки яйлы.

Поскольку бурение до основания Карабийского массива не проводилось, спелеологические разрезы наиболее глубоких шахт (Солдатской и Нахимовской) в программе CoreDRAW нами были уменьшены и вставлены в геологический разрез в едином масштабе с точной привязкой к структурам (рис. 9). Это позволило представить строение массива на глубине. Горизонтальные ходы в основании шахт нами связываются с субпослойной, зоной брекчирования в основании закарстованных известняков и подстилающих их водоупорных толщ нижнего мела.

При пересечении профилем плато Караби яйлы, традиционная геологическая привязка обнажений была сильно затруднена из-за отсутствия ярких морфологических форм рельефа. Поэтому вдоль профиля были сделаны фотопанорамы, ориентированные в крест простирания структур (рис. 13). Привязка точек фотографирования проведена с использованием GPS. Координаты их вынесены в программе Google Earth на космокарту, а положение фотопанорам показано на верхней врезке рис. 13. Как видно на фоторазрезах, среди многочисленных карстовых воронок дешифрируется не только моноклиналиное падение пород на север, но и разные наклоны пород в крыльях рэмповых частей надвигов (рис. 13-Б, В).

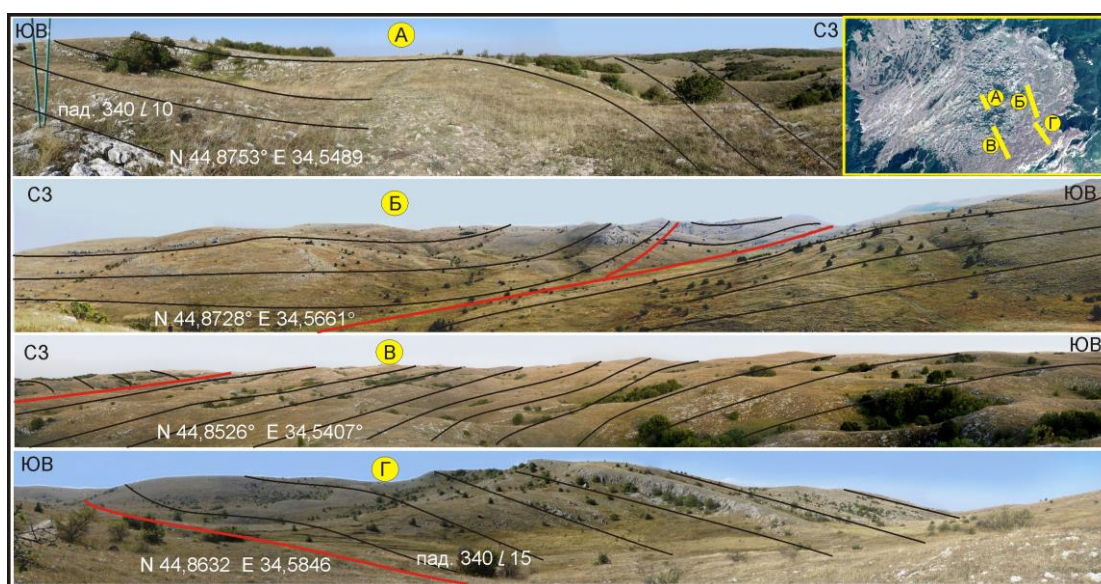


Рис. 13. Структуры восточной части Караби яйлы (положение разрезов показано сверху и координаты точек съемки – на каждой фотопанораме).

В известняках Карабийского массива локально присутствуют короткие, круто падающие раздвиговые жилы, выполненные белым телетермальным кальцитом, мощностью до 1,5 м. Наиболее крупная из них, расположена на дороге к юго-востоку от шахты Нахимовской, что показано красной черточкой на рис. 2. Происхождение локальных жил кальцита может быть связано с рифтогенным этапом в раннем мелу или с локальной трансформацией при неоген-четвертичном сжатии с правосдвиговой составляющей в надвигах. Вертикальные «разломы», в том числе «Демерджийский глубокого заложения», а также сбросы грабена (рис. 1) по [6, 7, 8, 26] и др., нашими геологическими данными не подтверждаются.

Далее к северо-западу тектонотипический разрез пересекает извилистый в плане край Карабийского массива. Соотношение полого залегающих титонских известняков на высокой яйле и нижнемеловых пород в основании склона аналогично другим участкам по периферии массива. Зона контакта здесь залесена и в целом следует рельефу, что свидетельствует о ее субгоризонтальном положении. В основании известняки брекчированы. Восточнее и ниже выходят породы нижнего мела. Они создают четкую и длинную восьми-километровую куэстовую гряду с падением $340 \angle 20^\circ$ (рис. 2). Южнее этой гряды в меловой толще присутствуют мощные олистостромовые горизонты с крупными олистолитами из титонских известняков. То есть, контакт в основании массива здесь также гравигенно-тектонический.

Молбайская долина (Куртлук-Молбайская котловина) у с. Пчелиное, расположена севернее по профилю. Все предшествующие геологи на картах показывали здесь субширотную полосу выходов глин с прослоями песчаников и мергелей с валанжин-готеривской фауной нижнего мела. На высоких северном и южном склонах долины обнажены верхнеюрские слоистые известняки с фауной верхнего титона [2, 33]. Контакт юрской и меловой толщи много лет считался стратиграфическим или частично нарушенным противоречиво расположенными сбросами с юга или с севера, которые образуют грабен [20]. Другие геологи рисовали вдоль долины широкий, вертикальный и прямолинейный «Молбайский разлом глубокого заложения» [2, 6, 8]. Большинство из них считали, что нижнемеловые глины ингрессивно налегают на более древние титонские известняки. Исключением была интерпретация Ю.В. Казанцева [11, 12], который выделял здесь тектоническое полуокно Карабийского аллохтона Шарьяжа Яйлы и относил нижнемеловые толщи относил к автохтону.

Ранее нами было показано, что тектонический контакт в основании известняковых массивов имеет гравигенное происхождение с ремобилизацией неотектоническими движениями [16]. Оснований для выделения сбросов, грабена и «разлома глубокого заложения» не обнаружено. В целом, титонские известняки полого, под углами $5-10^\circ$ падают на север (рис. 14-А, Б и рис. 2). Однако на северном борту долины у с. Пчелиное верхнеюрские известняки явно надвинуты на меловую толщу. Об этом свидетельствует увеличение углов падения от $5-20^\circ$ севернее до $30-50^\circ$ в принадвиговой зоне (рис. 14-А). В плане этот разрыв прослежен на 15 км (рис. 2). Кроме того, в основании долины присутствуют крупные олистолиты из передробленных титонских известняков (олистолиты на фоторисунке 14-А). То есть, здесь обнажен гравигенный контакт основания массива с олистолитами, который в неоген-четвертичное время усложнен надвигом и принадвиговой дислокацией.

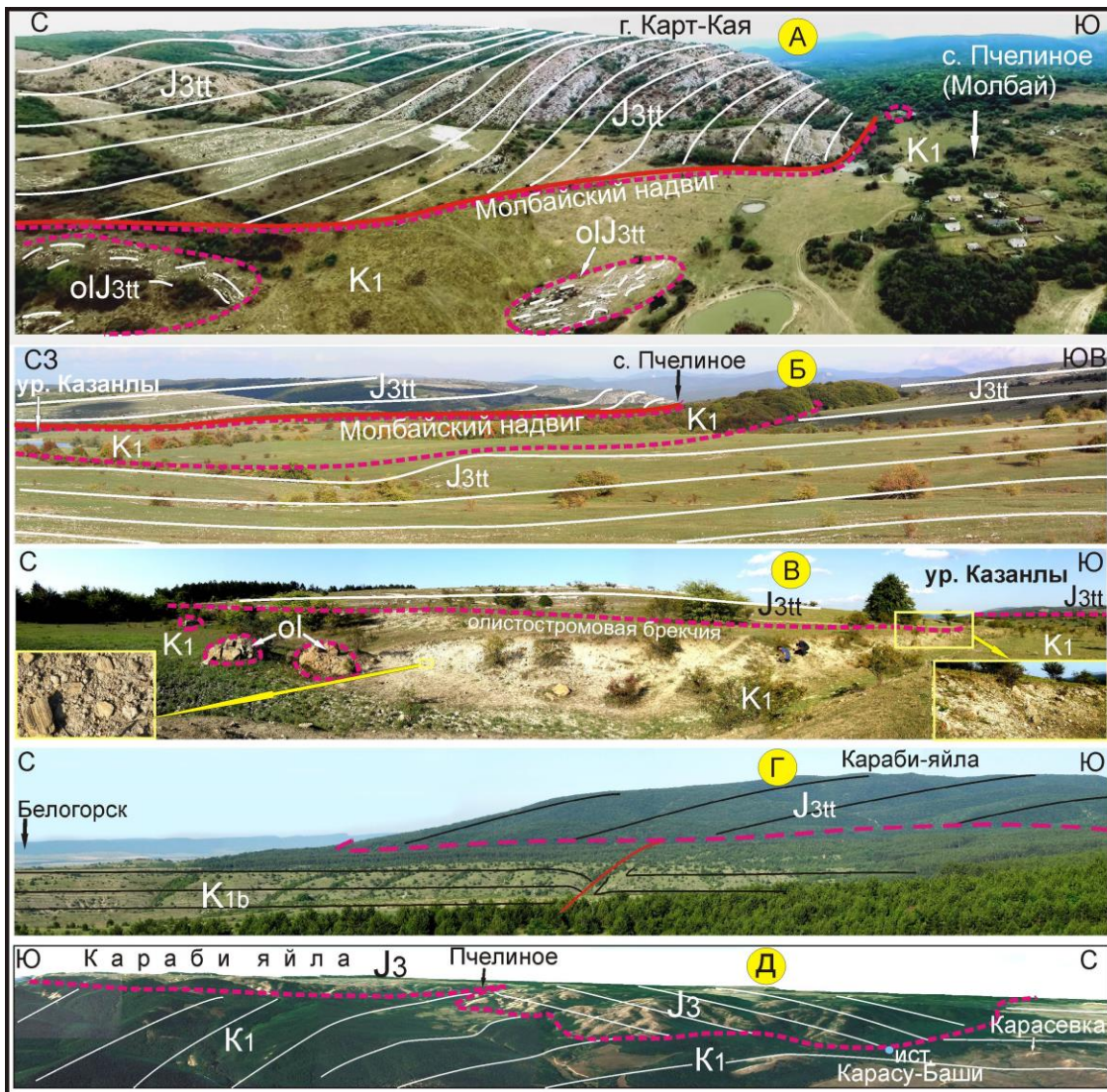


Рис. 14. Соотношение верхнеюрских известняков и нижнемеловых глинистых пород на северо-востоке Карабийского массива.

В урочище Казанлы, расположенном в 4,5 км западнее по долине от с. Пчелиное, также была определена фауна нижнего мела [34]. Н.И. Лысенко интерпретировал меловые отложения, как перекрывающие титонские известняки. Однако на рис. 14-В видно, что верхняя часть склона здесь сложена субгоризонтально залегающими плотными титонскими известняками. Под ними расположена глинисто-известняковая брекчия без признаков базальных конгломератов и древней волноприбойной деятельности. В брекчированных породах находится обильная нижнемеловая фауна и

«плавают» отдельные крупные изометричные олистолиты из известняков (о1 на рис. 14-В). В матриксе олистостромы присутствуют характерные обломки зеркал скольжения из кальцита (левая фотодетализация на рис. 14-В). Зеркала свидетельствуют о горизонтальном смещении по тектонической зоне, поскольку сверху зона перекрыта ненарушенными известняками.

Выходы глинистых пород нижнего мела в Молбайской долине расположены гипсометрически ниже верхнеюрских известняков, слагающих высокие склоны. То есть, с учетом строения контакта, более древние толщи здесь залегают на более молодых. Аналогичная картина наблюдается и на северном крае Карабийского массива в ур. Джилгашейх (рис. 14-Г). Очень полого наклоненные на северо-востоке берриасские толщи через гравигенно-тектонический контакт перекрываются там титонскими известняками и мергелями, наклоненными на северо-запад под углами 10–20°. На рис. 14-Д показано общее соотношение известняков и слабо-водопроницаемых нижнемеловых пород на всем восточном склоне Карабийского массива. На перспективном фото видно, что контакт субгоризонтальный, с пологим наклоном к северу и в плане следует горному рельефу. Это позволяет без привлечения гипотетических «разломов» объяснить положение мощного карстового источника Карасу-Баши, дренирующего карстовые воды с большей части Караби яйлы, что подтверждается индикаторными опытами методом окрашивания флюоресцеином [9].

Таким образом, нами установлено, что на северном и южном склонах Молбайской долины титонские известняки слагают гравигенный аллохтон, под которым в долине выходят более молодые породы нижнего мела. Смещение Карабийского олистоплака с юга на север происходило в конце раннего мела. В неоген-четвертичный период северный борт Малбайской долины был осложнен эндогенным надвигом, создавшим фронтальный дизклизат, усиливший тектоническую переработку в основании аллохтона. В плане такое строение отражено на геологической карте [18] и на рис. 2. В целом модель соответствует нашему выводу, что верхнеюрские известняки и конгломераты всего Карабийского массива залегают через гравигенно-тектонические контакты на толще нижнего мела, а при ее пережатии в южной части – на флише таврической серии и среднеюрской молассе [16, 23]. Поэтому, представления разных авторов о том, что под титонскими известняками Молбайской долины и севера Карабийского массива залегают породы таврической серии и средней юры, а толщи нижнего мела налегают на верхнеюрских известняках, следует считать ошибочными.

ВЫВОДЫ

Анализ предшествующих моделей геологического строения района Карабийского массива показал противоречивость и тектоническую несбалансированность построений на основе концепций фиксизма и структурного мобилизма. Единая общепризнанная тектоническая модель строения района отсутствует. Геологического подтверждения ранее выделенных субвертикальных «разломов» не обнаружено.

Многолетнее изучение тектоники рассмотренного района подтверждает разработанную нами для всего Горного Крыма геодинамическую модель строения и развития [14, 16 и др.]. Впервые созданы уточненные структурно сбалансированные

геологическая карта, два тектонотипических разреза и фотоинтерпретации сложных складчато-надвиговых структур с их детальным описанием. Карабийский массив представляет собой крупный олистоплак в составе раннемеловой Горнокрымской олистостромы, который сполз с юга по глинистым толщам нижнего мела [16]. Через гравигенно-тектонический контакт верхнеюрские известняки и псефиты массива в основном подстилаются более молодыми толщами нижнего мела.

В олигоцен-четвертичное время структура была усложнена (ремобилизована) неокиммерийскими надвигами и сдвиго-надвигами пологого север-западного наклона, а также системой Мраморного ретронадвигав с принадвиговыми складками. Комплексное использование геологических и дистанционных методов позволило выявить детали сложного строения массива и выделить в нем серию тектонических чешуй с дуплексированием стратиграфического разреза.

Для карстологов, стратиграфов и гидрогеологов важным вопросом является толщина карбонатного комплекса Карабийского массива, которая по оценкам разных геологов отличается в 5–10 раз (от первых сотен метров до 7 км). Для определения толщины массива в каждом конкретном участке рекомендуется от абсолютной отметки дневной поверхности по GPS вычесть глубину до подошвы по структурной карте в статье [25, стр. 16].

Автор допускает, что составленная модель тектоники региона не во всем абсолютно верная. Она будет детализирована при получении новых данных, особенно параметрического бурения и сейсморазведки. Возможны и иные интерпретации деталей строения Карабийского массива, но при обязательном условии структурной сбалансированности, чего не было в предшествующих моделях в течение 100 лет.

Дальнейшее изучение и уточнение геологического строения Карабийского массива в первую очередь должно быть связано с объективными палеонтологическими определениями возраста пород в отмеченных выше сложно построенных участках. До настоящего времени биостратиграфический возраст конкретных толщ массива интерпретируется противоречиво – от ранней–средней–поздней юры до позднего мела включительно. Это связано с выделением разных свит, датировки которых не были подтверждены определениями фауны в конкретных обнажениях массива. Даже возраст пологих моноклиналей известняков на яйлах определяется разными авторами как киммериджский, титонский или меловой. Поэтому вдоль составленных тектонотипических разрезов рекомендуется сбор и определение комплекса фауны с подтверждением аммонитами в аллохтонах и автохтонах выделенных надвигов. При отборе образцов фауны, привязку рекомендуется проводить не традиционно (к по-разному понимаемой без учета тектоники стратиграфической колонке), а в координатах по GPS. Это позволит реально датировать возраст фрагментов стратиграфического разреза каждой тектонической чешуи и утонить сложную тектонику Карабийского массива.

Статья подготовлена по личной инициативе без финансовой поддержки. Автор выражает большую благодарность докторам геол.-мин. наук В.В. Аркадьеву, Ю.Г. Юровскому, кандидатам наук А.Б. Паннелл (Юдиной), Г.Н. Амеличеву, В.А. Гитеву, а также аспиранту Б.А. Зайцеву и другим коллегам за обсуждение статьи и за содействие в совместных полевых маршрутах.

Список литературы

1. Геологическая карта Крыма. М-б 1:400000. Ленинград: Геологический комитет, 1926. / Ред. К. К. Фохт. Составлена в 1910 г. по материалам Андрусова Н. И., Борисяка А. А., Фохта К. К. и др.
2. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание / Ред. М. В. Муратов. М.: Недра, 1969. 575 с.
3. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960. 207 с.
4. Пивоваров С. В., Борисенко Л. С., Чуба Б. С. и др. Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1:200 000. / Глав. ред. Деренюк Н. Е. (Объяснительная записка). Киев, 1984. 134 с.
5. Юдин В. В. Тектоника карстового массива Чатырдаг в Крыму // Спелеология и карстология. 2012. № 8, Симферополь. С. 5–17.
6. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Кримська серія. Група аркушів L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка /Фіколіна Л. А, Білокрис О., Обшарська Н. та ін. Київ, КП «Південекогеоцентр»: УкрДГРІ, 2008. 147 с.
7. Пасынков А. А., Вахрушев Б. А. Активизация карстовых процессов в пределах разрывных структур природных и урбанизированных территорий Горного и Предгорного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология. 2017. Том 3 (69). №1. С. 191–203.
8. Пасынков А. А., Пасынкова Л. А., Вахрушев Б. А. Комплексование дистанционных и прямых геологических методов при выделении обводненных зон в пределах Караби-яйлы. М-лы Всеросс. научно-практич. конф. II Крымские карстологические чтения. «Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий». Симферополь, 2018 г. С. 8–14.
9. Дублянский В. Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977. 180 с.
10. Амеличев Г. Н., Тимохина Е. И., Токарев С. В. и др. Идентификация гипогенного карста на северном склоне Карабийского массива (Горный Крым) // Ученые записки Таврического национального университета имени В. И. Вернадского. 2015. Серия «География». Том 27 (66), № 2. С. 91–107.
11. Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
12. Казанцев Ю. В. Аллохтонные структуры восточной половины Горного Крыма. В кн.: Структурная геология Крыма. Уфа: Баш. НЦ УрО АН СССР, 1989. С. 5–55.
13. Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошин Е. Ю. и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюлл. МОИП. 1995. Сер. геол. Т. 70, вып. 1. С. 22–31.
14. Юдин В. В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма. // Доповіді Національної академії наук України. 1999. № 2. Київ. С. 139–144.
15. Юдин В. В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Крымская АН. Симферополь: Изд-во Союзкарта, 2009.
16. Юдин В. В. Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь: Изд-во ДИАЙПИ. 2011. 336 с.
17. Юдин В. В. Геология Крыма. Фотоатлас. Симферополь: Изд-во ИТ Ариал, 2017. 160 с.
18. Юдин В. В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Издание второе, дополненное. Санкт-Петербург: Изд-во Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
19. Юдин В. В. Новая модель геологического строения Крыма. // Природа. 1994. № 6, Москва. С. 28–31.
20. Устинова Т. И. Массив Караби-яйлы в восточном Крыму // Известия Крымского отд. ГО СССР. 1961. Вып. 6. С. 47–51.
21. Юдин В. В. Происхождение верхнеюрских массивов Горного Крыма. М-лы научно-практич. конференции: «Формирование окружающей среды на урбанизированных территориях Крыма». Ч. 1. Симферополь: Изд-во КИПКС. 1996. С. 25–27.
22. Юдин В. В. Происхождение известняковых массивов Главной гряды Крымских гор. Информационный листок Крымского респ. Центра научно-технической информации № 20-98. Симферополь, 1998. 4 с.
23. Юдин В. В. Микститы Горного Крыма // Доклады АН. Москва. 1998, Т. 363, № 5. С. 666–669.
24. Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошин Е. Ю. и др. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вестник МГУ. 1997, сер. 4, Геология, №3. С. 17–21.
25. Юдин В. В. Проблемы основания Чатырдагского и Караби-Долгоруковского карстовых массивов в Крыму. Материалы Всероссийской научно-практич. конф. II Крымские карстологические чтения.

- «Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий». Симферополь, 2018. С. 14–19.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1000000, Скифская серия, Геол. карта дчетвертичных образований L-36 (Симферополь), L-37, K-36, 37 (Авторский вариант) / Белецкий С. В., Фиколина Л. А., Белокрыс О. А и др. ГУП РК «Крымгеология», ВСЕГЕИ. 2016.
 27. Дублянский В. Н., Вахрушев Б. А., Амеличев Г. Н., Шутов Ю. И. / Красная пещера. Опыт комплексных исследований. Москва: Изд-во Дружбы народов. 2002. 190 с.
 28. Sheremet Y., Sosson M., Muller C., Gintov O., Myrovskaya A., Yegorova T. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. Geological Society, London, Special Publications-2016-Sheremet-SP428. 41 p.
 29. Парышев А. В., Пермяков В. В., Борисенко Л. С. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Караби-Яйлы в Крыму // Геологический журнал. 1979. Т. 39. № 1. С. 108–111.
 30. Аркадьев В. В., Богданова Т. Н., Лобачева С. В. Новые данные по стратиграфии берриасских отложений бассейна р. Тонас (Горный Крым). Сб. второго Всеросс. Совецания Меловая система России. СПб, 2005. С. 111–135.
 31. Добровольская Т. И., Сальман Г. Б. Олисторомы в отложениях нижнего мела восточного Крыма // Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья. М., 2008. С. 30–34.
 32. Юдин В. В., Ремизов Д. Н., Аркадьев В. В., Юровский Ю. Г. Зарубежные «открытия» в геологии Крыма // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. СПб, ВСЕГЕИ. С. 73–80.
 33. Пчелинцев В. Ф., Лысенко Н. И. Геология восточных яйл Крыма / Русская и Сибирская платформа и их обрамление. М.-Л., 1963. С. 111–121.
 34. Лысенко Н. И. О новой находке отложений нижнего мела на Крымской яйле // Природа. 2002. №1, Симферополь. С. 2–4

TECTONICS OF KARABY MASSIF IN THE CRIMEA

Yudin V.V.

Crimean Academy of Sciences, Simferopol, Russia

E-mail: yudin_v_v@mail.ru

The geology of the Karaby Massif, one of the largest in the Crimea Mountains, composed of Upper Jurassic limestone is considered in the paper. Topicality of the study is related to the fact that the karst spring and the sources of small rivers along periphery of the massif play an important role in the water supply of the settlements of the Piedmont Crimea. Thence, the forecast and rational use of the groundwater resources of the area as well as the prognosis of water supply into the artesian basin in flat part of Crimea, depends on the correct geologic-tectonic model. In scientific terms, the tectonics of the region in question should correspond to modern ideas about the structure and development of the entire Crimean-Black Sea region.

Formulation of the problem. The controversial data on the tectonics of the area obtained for 110-year studying are considered. Because of different theoretical views of researchers – from fixism to structural mobilism – there is no generally accepted model of the geological structure. However, over the past 25 years, new models based on the theory of actualistic geodynamic have been developed, which seem to be more relevant to reality than previous models.

The aim of the work is to create a modern structurally balanced tectonic model of the Karaby Massif and adjacent areas, taking into account both the inconsistent previous and author-obtained data based on a detailed study of the structures.

Methods. In addition to field studies, remote research methods were widely used. These include using Google Earth program, creating geological cross-sections and maps in CorelDRAW, interpreting detailed digital photos and photo panoramas, and others.

Results and conclusions. As a result of many years of studying the geology and tectonics of the Karaby Massif, the author created such a geological-tectonic model that corresponds to the geodynamic model of the structure and development of the Crimea as a whole. For the first time, a structurally balanced geological map of the massif and two tectonotypic sections were created and detailed interpretations of fold-thrust structures were given.

Widely used geological and remote methods allowed author to reveal a series of thrusts, tectonic sheets and underlying detachment. No geological evidence of previously identified sub-vertical "faults" was found.

Thus, the Karaby Massif is interpreted to be a large olistoplack within the Early Cretaceous Gornokrymskaya (Crimea Mountains) olistostrome. It slid from the south on the Lower Cretaceous clayey strata. Through gravitational-tectonic contact, the Upper Jurassic limestones and psephites comprising the Karaby Massif are mainly underlain by younger Lower Cretaceous rocks. In Oligocene – Quaternary time, the massif's structure was complicated by thrusts and shear thrusts of gentle northwestern incline, as well as by the system of Mramornyj back-thrust combined with folds.

The biostratigraphic age of the rocks of the massif has being widely interpreted – from the Early–Middle–Late Jurassic to Cretaceous (inclusive). This is due to the age of the stratigraphic formations (suites) recognized by different geologists was not justified in specific parts of the massif. Therefore, it is recommended by author to collect and identify fossils along the compiled tectonotypic cross-sections, and correlate these faunal complexes, if possible, with ammonite complexes found in allochthonous and autochthonous parts of thrusts described.

Keywords: Mountain Crimea, Karaby Yaila, tectonics, thrusts, olistostromes.

Перевод А. Б. Паннелл

References

1. Geologicheskaja karta Kryma. M-b 1:400000. Leningrad, Geologicheskij komitet, 1926. /Red. K. K. Foht. Sostavlena v 1910 g. po materialam Andrusova N. I., Borisjaka A. A., Fohta K. K. i dr. (in Russian).
2. Geologija SSSR. T. 8. Krym. Chast' 1. Geologicheskoe opisanie / Red. M. V. Muratov. M.: Nedra, 1969. 575 p. (in Russian).
3. Muratov M. V. Kratkij ocherk geologicheskogo stroenija Krymskogo poluostrova. M., 1960. 207 p. (in Russian).
4. Pivovarov S. V., Borisenko L.S., Chuba B. S. i dr. Geologicheskaja karta Gornogo Kryma. Masshtab 1:200 000. / Glav. red. Derenjuk N. E. (Ob#jasnitel'naja zapiska). Kiev, 1984. 134 p. (in Russian).
5. Yudin V. V. Tektonika karstovogo massiva Chatyrdag v Krymu // Speleologija i karstologija. 2012. № 8, Simferopol, pp. 5–17. (in Russian).

6. Derzhavna geologichna karta Ukraïni masshtabu 1:200 000. Krims'ka serija. Grupa arkushiv L-36-XXIX (Simferopol'), L-36-XXXV (Jalta). Pojasnjuval'na zapiska /Fikolina L. A., Bilokris O., Obshars'ka N. ta in. Kiïv, KP «Pivdenekogeocentr», UkrDGRI, 2008. 147 p. (in Ukrainian).
7. Pasyнков А. А., Вахрушев В. А. Активизация карстовых процессов в пределах разрывных структур природных и урбанизированных территорий Горного и Предгорного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология. 2017. Том 3 (69). №1. pp. 191–203. (in Russian).
8. Pasyнков А. А., Пасынкова Л. А., Вахрушев В. А. Комплексиowanie distancionnyh i prjamyh geologicheskikh metodov pri vydelenii obvodnennyh zon v predelah Karabi-jajly. M-ly Vseross. nauchno-praktich. konf. II Krymskie karstologicheskie chtenija. «Izuchenie i ispol'zovanie estestvennyh i iskusstvennyh podzemnyh prostranstv i zakarstovannyh territorij». Simferopol', 2018 g., pp. 8–14. (in Russian).
9. Dubljanskij V. N. Karstovye peshery i shahty Gornogo Kryma. L.: Nauka, 1977. 180 p. (in Russian).
10. Amelichev G. N., Timohina E. I., Tokarev S. V. i dr. Identifikacija gipogennogo karsta na severnom sklone Karabij'skogo massiva (Gornyj Krym) //Uchenye zapiski Tavricheskogo nacional'nogo universiteta imeni V. I. Vernad'skogo 2015. Serija «Geografija». Tom 27 (66), № 2, pp. 91–107. (in Russian).
11. Kazancev Ju. V. Tektonika Kryma. M.: Nauka, 1982. 112 p. (in Russian).
12. Kazancev Ju. V. Allohtonnye struktury vostochnoj poloviny Gornogo Kryma. V kn.: Strukturnaja geologija Kryma. Ufa, Bash. NC UrO AN SSSR, 1989, pp. 5–55. (in Russian).
13. Mileev V.S., Rozanov S.B., Baraboshin E.Ju. i dr. Polozhenie verhnjejurskih otlozhenij v strukture Gornogo Kryma // Bjull. MOIP, ser. geol. 1995. T. 70, vyp. 1, pp. 22–31. (in Russian).
14. Yudin V. V. O polozhenii verhnjejurskih massivov Gornogo Kryma. // Dopovidi Nacional'noï akademii nauk Ukraïni. 1999. № 2, Kiïv. pp. 139–144. (in Russian).
15. Yudin V. V. Geologicheskaja karta i razrezy Gornogo, Predgornogo Kryma. Masshtab 1:200000. Krymskaja AN, "Sojuzkarta". Simferopol', 2009. (in Russian).
16. Yudin V. V. Geodinamika Kryma. Monografija. Simferopol': DIAJPI. 2011. 336 p. (in Russian).
17. Yudin V. V. Geologija Kryma. Fotoatlas. Simferopol': IT «Ariat», 2017. 160 p. (in Russian).
18. Yudin V. V. Geologicheskaja karta i razrezy Gornogo, Predgornogo Kryma. Masshtab 1:200000. Izdanie vtoroe, dopolnennoe. Sankt-Peterburg: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 2018. (in Russian).
19. Yudin V. V. Novaja model' geologicheskogo stroenija Kryma. // "Priroda", 1994. № 6, Moskva, pp. 28–31. (in Russian).
20. Ustinova T. I. Massiv Karabi-jajly v vostochnom Krymu // Izv. Krymskogo otd. GO SSSR. 1961. Vyp. 6, pp. 47–51. (in Russian).
21. Yudin V. V. Proishozhdenie verhnjejurskih massivov Gornogo Kryma. M-ly nauchno-praktich. konferencii: "Formirovanie okružhajushhej sredy na urbanizirovannyh territorijah Kryma". Ch. 1. Simferopol': KIPKS. 1996, pp. 25–27. (in Russian).
22. Yudin V. V. Proishozhdenie izvestnjakovyh massivov Glavnoj grjady Krymskih gor. Informacionnyj listok Krymskogo resp. Centra nauchno-tehnicheskoi informacii № 20-98. Simferopol', 1998. 4 p. (in Russian).
23. Yudin V. V. Mikstity Gornogo Kryma // Doklady AN. 1998, t. 363, № 5, Moskva. pp. 666–669. (in Russian).
24. Mileev V. S., Rozanov S. B., Baraboshin E. Ju. i dr. Geologicheskoe stroenie i jevoljucija Gornogo Kryma // Vestnik MGU, 1997, ser. 4, Geologija, №3, pp. 17–21. (in Russian).
25. Yudin V. V. Problemy osnovanija Chatyrdagskogo i Karabi-Dolgorukovskogo karstovyh massivov v Krymu. Materialy Vserossijskoj nauchno-praktich. konf. II Krymskie karstologicheskie chtenija. «Izuchenie i ispol'zovanie estestvennyh i iskusstvennyh podzemnyh prostranstv i zakarstovannyh territorij». Simferopol'. 2018a, pp. 14–19. (in Russian).
26. Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoj federacii m-ba 1:1000000, tret'e pokolenie, Skifskaja serija, Geol. karta dochetvertichnyh obrazovanij L-36 (Simferopol'), L-37, K-36, 37 (Avtorskij variant) / Beleckij S. V., Fikolina L. A., Belokrysov O. A i dr. GUP RK «Krymgeologija»: VSEGEI. 2016. (in Russian).
27. Dubljanskij V. N., Вахрушев В. А., Amelichev G. N., Shutov Ju. I. / Krasnaja peshhera. Opyt kompleksnyh issledovanij. Moskva: izd-vo Družby narodov. 2002. 190 p. (in Russian).

28. Sheremet Y., Sosson M., Muller C., Gintov O., Myrovskaya A., Yegorova T. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. Geological Society, London, Special Publications-2016-Sheremet-SP428. 41 p.
29. Paryshev A. V., Permjakov V. V., Borisenko L. S. Novye dannye po stratigrafii jurskih otlozhenij Karabi-Jajly v Krymu // Geologicheskij zhurnal. 1979. T. 39. № 1, pp. 108–111. (in Russian).
30. Arkad'ev V.V., Bogdanova T.N., Lobacheva S.V. Novye dannye po stratigrafii berriasskih otlozhenij bassejna r. Tonas (Gornyj Krym). Sb. vtorogo Vseross. Soveshhanija Melovaja sistema Rossii. S-Pb, 2005, pp. 111–135. (in Russian).
31. Dobrovol'skaja T.I., Sal'man G.B. Olistostromy v otlozhenijah nizhnego mela vostochnogo Kryma // Novoe v regional'noj geologii Rossii i blizhnego zarubezh'ja. M., 2008, pp. 30–34. (in Russian).
32. Yudin V.V., Remizov D.N., Arkad'ev V.V., Jurovskij Ju.G. Zarubezhnye «otkrytija» v geologii Kryma // Regional'naja geologija i metallogenija. SPb, VSEGEI. № 68. 2016, pp. 73–80. (in Russian).
33. Pchelincev V.F., Lysenko N.I. Geologija vostochnyh jajl Kryma / Russkaja i Sibirskaja platforma i ih obramlenie. M.-L., 1963, pp. 111–121. (in Russian). Lysenko N.I. O novej nahodke otlozhenij nizhnego mela na Krymskoj jajle // Priroda. 2002. №1. Simferopol'. pp. 2–4. (in Russian).