

Маршруты Крымской учебной практики по Общей геологии



Брянцева Г.В., Веселовский Р.В., Гущин А.И., Короновский Н.В.,
Косевич Н.И., Латышева И.В., Мышенкова М.С., Назарова В.М.,
Промыслова М.Ю., Романовская М.А., Стафеев А.Н.,
Суханова Т.В., Фролова Н.С.

Под общей редакцией Р.В. Веселовского, М.А. Романовской, Н.И. Косевич и А.И. Гущина

**Москва
2021**

*Посвящается памяти профессора
Владимира Ильича Славина,
основателя Крымской практики по Общей геологии.*

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

МАРШРУТЫ КРЫМСКОЙ УЧЕБНОЙ ПРАКТИКИ ПО ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ

Под общей редакцией

Р.В. Веселовского, М.А. Романовской, Н.И. Косевич и А.И. Гущина

*Рекомендовано Учебно-методическим советом геологического факультета
МГУ имени М.В. Ломоносова в качестве учебного пособия для студентов,
обучающихся по направлению «Геология»*



Москва, 2021

УДК 551(075.8)
ББК 26.3я73
М25

Рецензенты:

Доктор геолого-минералогических наук Н.Б. Кузнецов;
Доктор геолого-минералогических наук А.М. Никишин.

Авторский коллектив:

Брянцева Г.В., Веселовский Р.В., Гушин А.И., Короновский Н.В., Косевич Н.И.,
Латышева И.В., Мышенкова М.С., Назарова В.М., Промыслова М.Ю.,
Романовская М.А., Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Фролова Н.С.

М25 Маршруты Крымской учебной практики по Общей геологии: учебное пособие, [электронное издание сетевого распространения] / Под общей редакцией Р.В. Веселовского, М.А. Романовской, Н.И. Косевич и А.И. Гушина. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2021. – 215 с. – URL: <https://bookonline.ru/node/28705> – doi: 10.31453/kdu.ru.978-5-7913-1167-2-2021-215.

ISBN 978-5-7913-1167-2

Пособие представляет собой путеводитель по избранным маршрутам Крымской учебной практики по Общей геологии, которую проходят студенты 1 курса геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Пособие адресовано, в первую очередь, преподавателям геологических специальностей, которые проводят геологические практики на Крымском полуострове, а может быть интересно тем, кто интересуется геологией Крыма.

УДК 551(075.8)
ББК 26.3я73

Электронное издание сетевого распространения.

Макет подготовлен авторами.

Оформление обложки: Е.П. Кулакова.

Технические редакторы: Т.Э. Багдасарян, И.Е. Лебедев, М.С. Мышенкова.

Опубликовано 19.03.2021. Издательство «КДУ»: 8(495) 638-57-34. www.kdu.ru

ISBN 978-5-7913-1167-2

© Авторский коллектив, 2021
© «КДУ», 2021

Содержание:

Предисловие / <i>Короновский Н.В.</i>	6
Физико-географический очерк Крымского полуострова / <i>Косевич Н.И.</i>	7
Введение в геологию и тектонику Крыма / <i>Косевич Н.И., Веселовский Р.В.</i>	11
Маршруты Первой Крымской практики по Общей геологии. Вводные замечания.	21
Обзорный маршрут:	
База МГУ – г. Сель-Бухра / <i>Гуцин А.И., Промыслова М.Ю.</i>	24
Ближние маршруты:	
Долина реки Бодрак / <i>Гуцин А.И., Промыслова М.Ю.</i>	32
Школьный карьер. Красная горка / <i>Латышева И.В., Романовская М.А.</i>	40
Петропавловский карьер / <i>Брянцева Г.В.</i>	52
Петропавловский карьер / <i>Романовская М.А.</i>	57
Бельбек – Новоульяновка / <i>Мышенкова М.С., Брянцева Г.В.</i>	68
Инкерманский карьер – Учкучевка / <i>Брянцева Г.В., Гуцин А.И.</i>	81
Долина реки Альма – Песчаное (Береговое) / <i>Брянцева Г.В., Гуцин А.И.</i>	88
Долина реки Кача, Немецкая балка / <i>Суханова Т.В.</i>	96
Дальние маршруты:	
Гора Кастель – бухта Лазурная / <i>Романовская М.А., Фролова Н.С.</i>	106
Гора Кастель – бухта Лазурная / <i>Латышева И.В.</i>	121
Северная Демерджи / <i>Назарова В.М.</i>	129
Северная Демерджи / <i>Стафеев А.Н.</i>	137
Южная Демерджи / <i>Стафеев А.Н.</i>	147
Долина ручья Краснопещерного / <i>Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В.</i>	156
Нижнее плато Чатырдаг / <i>Промыслова М.Ю., Косевич Н.И.</i>	165
Большой каньон Крыма / <i>Брянцева Г.В.</i>	178
Мыс Фиолент / <i>Промыслова М.Ю., Романовская М.А.</i>	188
Список литературы	206
Об авторах	212

Предисловие

Короновский Николай Владимирович

Горный Крым служит местом, где геологические практики разных учебных заведений России, а раньше и СССР, проводились начиная с 1937 г. Здесь, на сравнительно небольшом пространстве, можно познакомиться не только с геологическим строением Горного Крыма, но и со всем разнообразием геологических процессов, формирующих облик нашей планеты. Ни в одном другом месте Европейской части России не найти более удобного места для обучения студентов практическим навыкам полевой геологии.

Когда я поступил студентом в 1951 г. на геологический факультет МГУ, первую полевую практику мы проходили в Подмосковье. В 1957 г. профессор кафедры динамической геологии – Владимир Ильич Славин, предложил проводить практику студентов после 1-го курса в Крыму, геологию которого он хорошо знал. Написанная В.И.Славиным книга «Современные геологические процессы в юго-западном Крыму» (1975) до сих является основным пособием для студентов и преподавателей практики. Крымская практика включала в себя десятидневный переезд на автобусах от Москвы до Симферополя. В течение этого маршрута, который имел неофициальное название «Переезд», студенты впервые знакомились с геологическим строением Русской плиты, где развиты преимущественно горизонтально залегающие осадочные породы, хотя в ряде мест встречаются и вулканогенные отложения, например, в районе с. Волноваха в Донбассе. После такого путешествия через Европейскую часть Русской плиты студенты прибывали в Горный Крым, где жили во временных лагерях, в палатках или на туристических базах в разных районах, в которых под руководством преподавателей знакомились с навыками полевой геологической работы. В первую очередь они учились наблюдать, что для геологов всех специальностей является необходимым в их будущей работе. Это умение вырабатывалось при знакомстве с разными геологическими объектами, различным залеганием горных пород, их составом, структурой, формами рельефа, процессами морской абразии, речной эрозии, выветривания и т.д. При этом они получали первые навыки полевой документации изученных геологических объектов, что является не очень простым делом, о чем они уже частично знали из лекционного курса по «Общей геологии» и практических занятий. Все эти знания вместе и составляют основу полевой работы специалистов разных направлений в науках о Земле.

В проведении крымской геологической практики по Общей геологии традиционно участвуют как преподаватели кафедры динамической геологии, так и представители других кафедр геологического факультета МГУ. В последние годы практика проводится исключительно на территории Крыма в течение одного месяца. Полевые маршруты, описания которых приведены в настоящем пособии, заканчиваются составлением и написанием отчета – коллективным трудом бригады студентов, выполняемой под руководством преподавателя с последующей защитой на комиссии.

Эта первая полевая геологическая практика оставляет неизгладимое впечатление у только начинающих свой путь геологов нашего факультета, и можно надеяться, что она сохранит свое значение и после 63-х лет своего существования на замечательной Крымской земле.

ГЛАВА 1

Физико-географический очерк Крымского полуострова

Косевич Наталья Игоревна

Крымский полуостров располагается в юго-восточной части Европы и омывается водами Чёрного (с юга и запада) и Азовского (с востока) морей. С материковой частью Евразии полуостров соединен узким (до 8 км) Перекопским перешейком. Площадь полуострова составляет около 27 тыс. км². Протяженность с севера на юг составляет 207 км, с запада на восток – 324 км (Калуцкова, 2019).



Рис. 1-1. Обзорная карта Крымского полуострова.

Характерные особенности рельефа полуострова Крым отражены в неравных частях: равнинной (степной) и горной (рис. 1-1). Равнинная (степная) часть полуострова включает в себя север и центр полуострова с абсолютными высотами 100-200 м, а на юге и юго-востоке полуострова располагаются Крымские горы с абсолютными отметками высот 1500-1600 м. Крымские горы протягиваются вдоль берега Чёрного моря с запада на восток от г. Балаклава до г. Феодосия на 160 км. Массив Горного крима представлен тремя параллельными разновысотными грядами, которые разделены между собой пологими понижениями (рис. 1-2).

Над Южным берегом Крыма возвышается Первая (Главная) гряда Крымских гор, представляя собой ряд столовых вершин – нагорий («яйл») и систем коротких небольших горных хребтов. Первая Главная гряда располагается на высотах 300-1600 м с наивысшими точками г. Роман-Кош (1543 м) и Чатыр-Даг (1525 м). По строению рельефа Первая гряда Крымских гор подразделяется на западный, центральный и восточный участки. Западная часть гряды представлена раздробленным низкогорьем; в центральной, наиболее высокой части наблюдаются цепи столообразных массивов – Ай-Петринская, Ялтинская, Никитская и др. яйлы. Восточная часть Главной гряды также представлена раздробленным

низкогорьем, которое на северо-востоке переходит в очень расчлененную холмисто-возвышенную местность. На востоке Южного берега Крыма располагается вулканическая горная группа Кара-Даг, в строении которой прослеживается центральный куполообразный массив (576 м) и окружающие его береговые хребты Лобовой, Карагач, Магнитный, Кок-Кая и др.

Севернее через Южное Межгорное понижение параллельно Первой Главной гряде простирается Вторая Предгорная гряда с высотами до 600-700 м. Наиболее высокими горами Второй (Предгорной) гряды являются гора Сель-Бухра (656 м) в районе пос. Научный и гора Кубалач (739 м) в районе г. Белогорска. Предгорная гряда представляет собой систему куэст¹, южные склоны, которых крутые, сильно расчлененные, имеют обрывистый характер. Северные склоны пологие: под углом 6-12° они наклонены к северу в сторону Третьей (Внешней) гряды. На западе от г. Инкерман и до г. Симферополь Вторая гряда состоит из двух четко выраженных уступов, которые восточнее Симферополя сливаются в один. На всем протяжении Вторая гряда пересечена поперечными долинами рек с хорошо выраженными надпойменными террасами. В зонах куэст долины резко сужаются и приобретают каньонообразную форму (Учебное..., 2015).

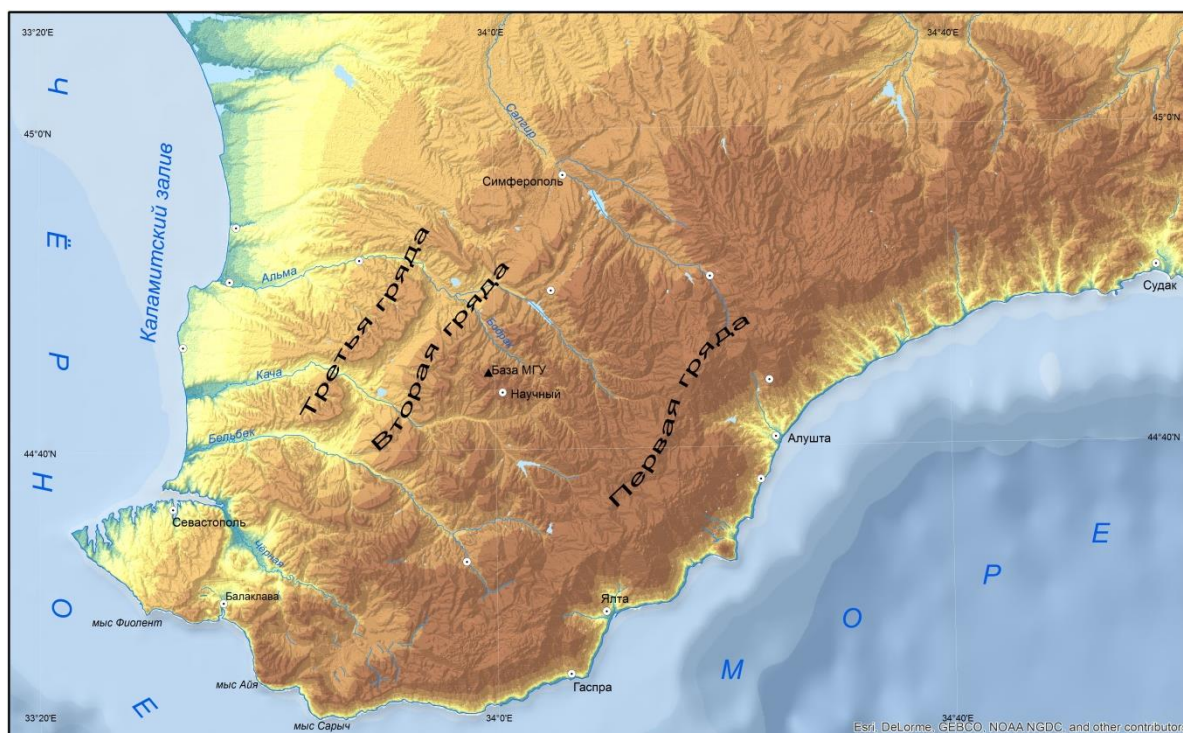


Рис. 1-2. Схема расположения основных гряд Крымских гор.

Внешняя Третья гряда располагается на абсолютных отметках до 400 м и отделена Северным Межгрядовым понижением от основных массивов Крымских гор. Данная гряда представляет собой естественный раздел между Равнинной Степной частью Крыма и Горным Крымом. Третья гряда начинается Сапун-горой у г. Севастополь на западе и тянется до г. Симферополь. Средние высотные отметки гряды около 250 м. Восточнее г. Симферополь гряда выражена плохо, она постепенно понижается и совсем исчезает.

¹ Куэсты – это асимметричные гряды, гребни которых сложены крепким, устойчивым против размыва слоем, залегающим наклонно и образующим пологий склон куэсты (Муратов, 1960).

Третья гряда, так же, как и предыдущая, имеет куэстовое строение. Её южный склон также крутой, а северный полого наклонен и постепенно понижаясь, сливается с предгорной равниной Степного Крыма (Муратов, 1960).

Южный берег Крыма представляет собой прибрежную наиболее пологую часть южного склона Главной гряды, шириной 1-8 км, простирающийся от мыса Фиолент до Феодосийского залива. Данная территория отличается большой эрозионной расчлененностью, для неё характерны многочисленные балки, овраги, ярко выраженные террасы рек. Здесь часто встречаются известняковые глыбы и скалы, которые загромождают долины и овраги (Геология СССР..., 1969).

Географическое положение, рельеф и омывающие полуостров Чёрное и Азовское моря определяют климат Крыма. Под влиянием Крымских гор возникает существенная разница температуры между районами северного Крыма и Южного Берега Крыма, которая зимой достигает 20°C, летом 10°C. Для полуострова характерно три основных климатических района: степной, горный и южнобережный (Климат Крыма..., 2017). Климат степного, равнинного Крыма континентальный, умеренно теплый. Для предгорий и горных районов характерен переходный от степного континентального к средиземноморскому тип климата. Южное и юго-восточное побережья отличаются значительно более мягким климатом, имеющим черты средиземноморского. Лето здесь жаркое и засушливое, в восточной части даже сухое, зима — теплая и дождливая. Средние температуры января в равнинной части от -2 до 0°C; в северных предгорьях опускаются до -1,5...-2°C, на яйлах Главной гряды до -4...-5°C, на Южном берегу Крыма 2-4 °C; средние температуры июля — соответственно 23, 22, 15-21, 23-24°C. Среднегодовое количество осадков составляет 350-450 мм, в западной части предгорий Крымских гор и Южного берега Крыма — от 500 до 600 мм; на яйлах западной цепи Главной гряды увеличивается до 1000-1500 мм. Максимум осадков на равнинах и в предгорьях приходится на июнь — июль, на Южном берегу Крыма и яйлах западной цепи — на январь — февраль. Но также нередки засухи (наиболее продолжительная — в 1946 г.). Осенью и зимой бывают сильные ветры, летом атмосфера спокойнее, но часто случаются грозы, град, шквалы и даже смерчи. Смерч вызывает катастрофические разрушения дневной поверхности полуострова, иногда с человеческими жертвами. Возникновение смерчей связано с особо сильной неустойчивостью атмосферы. Весной, так же, как и зимой, преобладают северо-восточные ветры. Южные ветры с моря приносят холодный морской воздух, что замедляет прогревание суши (Климат Крыма..., 2017; Калущкова, 2019; Портал..., 2019).

Для Крымского полуострова характерны маловодные и небольшой протяженности реки (рис. 1-1, рис. 1-2). Наибольшей густотой речной сети отличается южная горная часть полуострова. Основные реки берут начало на северном склоне Крымских гор: Салгир, Альма, Бодрак, Кача, Бельбек, Чёрная и др. Южный берег Крыма прорезают долины горных рек — Демерджи, Таракташ, Авунда и др. Питание рек смешанное. Уровень воды резко меняется по сезонам: летом многие реки часто пересыхают, а после ливневых осадков наблюдаются высокие паводки. В северной части полуострова Крым, на Керченском полуострове и в пределах Тарханкутской возвышенности постоянные водотоки практически отсутствуют (рис. 1-1); вследствие сильной закарстованности почти лишены поверхностного стока и яйлы Первой гряды Крымских гор. Важную роль в водоснабжении Южного берега Крыма играют карстовые полости и подземные источники Крымских гор (Климат Крыма..., 2017; Калущкова, 2019).

На Крымском полуострове озёра располагаются преимущественно вдоль побережий и представляют собой отчленённые лиманы, солёные, преимущественно мелководные. Наиболее известна Евпаторийская группа озёр: крупнейшее озеро Сасык имеет площадь свыше 70 км², а также Сакское озеро и др. Преимущественно для нужд ирригации и коммунально-бытового водоснабжения в условиях недостатка водных ресурсов созданы оросительные каналы (крупнейший – Северо-Крымский, 402 км), свыше 20 водохранилищ, в т.ч. Чернореченское (объём 64 млн. м³), Межгорное (50 млн. м³), Симферопольское (36 млн. м³), многочисленные пруды (ставки) (Калуцкова, 2019).

Крымский полуостров характеризуется довольно обширным разнообразием ландшафтов. Естественные ландшафты занимают 25% территории полуострова, из них 10% – горные леса, 15% – степи. В равнинной северной части наблюдаются петрофитные и псаммофитные степи (типчак, ковыль, тонконог), в настоящее время преимущественно распаханые. В Присивашье господствуют сухие полынно-солянковые степи, в условиях близкого залегания грунтовых вод формируются солончаки. В Крымских горах выражена высотная поясность. На северном макросклоне в предгорьях расположен лесостепной пояс, который образуют луговые степи и кустарники (грабинник, держидерево, боярышник). С высоты 350–400 м распространены горные леса из дуба пушистого и дуба скального, нередко порослевого происхождения вследствие частых вырубок. Выше 700–800 м дубовые леса сменяются густыми высокоствольными буковыми и грабовыми лесами на горных бурозёмах. На вершинных поверхностях яйл на горных луговых и лугово-степных чернозёмовидных почвах развита горная лугово-степная растительность; на более низких массивах (до высоты 1200 м) – лесо-лугово-степная. На южном макросклоне до высоты 350–400 м произрастают низкоствольные дубово-можжевеловые леса. За историческое время площадь этих лесов значительно сократилась, на их месте распространены кустарниковые заросли – шибляки. До высоты 1000–1100 м господствуют сосновые (в западной части Южного берега Крыма) и дубовые (к востоку от Гурзуфа) леса. Крупные лесные массивы в районах Алупки и Ялты образует сосна крымская. На высоте 1100–1300 м произрастают леса из бука и сосны обыкновенной; встречаются ценные 200–250-летние насаждения. В 1960-1970 гг. проводились масштабные работы по террасированию и облесению склонов Крымских гор, на поверхности террас широко распространены искусственные сосновые насаждения. В целом леса занимают 13% площади полуострова Крым, максимальная лесистость (около 50%) наблюдается в Крымских горах (Калуцкова, 2019).

ГЛАВА 2

Введение в геологию и тектонику Крыма

Косевич Наталья Игоревна, Веселовский Роман Витальевич

Крым – исключительно привлекательный регион, словно специально созданный для поэтапного ознакомления с геологией. Благодаря своей доступности, относительно небольшой территории и насыщенной геологической истории, Крымский полуостров вот уже много десятков лет является местом, откуда начинают свой профессиональный путь многие студенты геологических специальностей. Геология Крыма, с одной стороны, наглядна, но с другой – неоднозначна и до сих пор во многом не разгадана. В литературе можно встретить большое количество разных описаний геологии Крыма; данное пособие не стало исключением, и мы приводим здесь этот раздел. В нём мы постарались отразить наиболее востребованные, с нашей точки зрения, общие сведения о геологии и геодинамике Крыма. Наш краткий обзор не претендует на рассмотрение и анализ имеющихся взглядов и представлений о геологическом строении и эволюции Крыма. Нашей задачей было сделать так, чтобы материал был достаточно легко доступен преподавателям Крымской практики по Общей геологии, среди которых всегда было, есть и будет много замечательных специалистов в различных направлениях наук о Земле. В частности, модели геодинамической эволюции Крыма рассматриваются во множестве публикаций, однако краткие и доступные описания нам практически не встречались, и мы попробовали изложить здесь своё видение этого вопроса. В то же время, понимание основных этапов, в ходе которых формировалась современная геологическая структура Крымского полуострова, позволяет глубже освещать тот фактический материал, который осваивают студенты в ходе геологической практики.

Краткий очерк геологии Крыма и района практики

Северная часть Крымского полуострова, относящаяся к Равнинному (Степному) Крыму, представляет собой часть молодой Скифской платформы (плиты) – эпигерцинской структуры с платформенным стилем строения, фундамент которой сложен докембрийскими и палеозойскими комплексами, неравномерно метаморфизованными и деформированными (Никишин и др., 2020). Скифская молодая плита отделяет древнюю Восточно-Европейскую платформу от расположенного южнее Альпийско-Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) коллизионного складчатого пояса (рис. 2-1). Граница между Степным Крымом и складчатой областью Горного Крыма проходит по Лозовской зоне смятия субширотного простирания, которая вскрыта бурением под мел-неогеновыми отложениями плитного чехла в окрестностях г. Симферополь (Юдин, 2011). Лозовская зона смятия (дислокаций), приуроченная к так называемому Симферопольскому разлому, полого наклонена на север и представляет собой шовную зону (сутуру), по которой Скифская плита граничит с более молодыми складчато-надвиговыми комплексами Горного Крыма (Хаин, Лимонов, 2004).

Горная часть Крыма, вместе с Керченским полуостровом, располагается в пределах Альпийской складчатой области, которая протягивается в виде широкого пояса через всю южную часть Европы, охватывая прибрежные зоны Средиземного и Чёрного морей, и затем

продолжается в Южную Азию. Маршруты Крымской геологической практики по Общей геологии проходят в юго-западной части Горного Крыма, представляющей собой горное сооружение, расположенного в пределах западного участка северной боковой Крымско-Кавказской ветви Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Муратов, 1960; Учебное..., 2015).



Рис. 2-1. Крым на тектонической схеме южной окраины Восточно-Европейской платформы (по Starostenko et al. (2015), максимально упрощено). Эпигерцинская Скифская плита (светло-коричневый фон), в пределах которой расположен Степной Крым, на севере граничит с Восточно-Европейской платформой по Северо-Крымскому позднепалеозойскому шву/сутуре (Юдин, 2011; Никишин, Ершов, 2004). На юге граница Скифской плиты с Горным Крымом проходит по Предгорной мезозойской сuture (Юдин, 2011), часто именуемой Симферопольским разломом, но также известной как Лозовская зона смятия.

В пределах района практики (рис. 2-2) на поверхность выходят осадочные породы триасового, юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста; магматические породы, время образования которых относится к средней юре и раннему мелу (Спиридонов и др., 1990; Морозова и др., 2017; Popov et al., 2019; Шнюкова, 2018; Meijers, 2010), обнажены более фрагментарно. В речных долинах, на горных склонах и на морских побережьях в разной степени распространены отложения четвертичного возраста; они же образуют почти непрерывный чехол в предгорьях и в Равнинном (Степном) Крыму.

Закономерное размещение выходов разновозрастных комплексов горных пород связано с геологическим строением Крымского полуострова. Нижнемеловые и более молодые породы, слагающие северное крыло складчатого сооружения Горного Крыма, залегают с пологим $\sim 5^\circ$ наклоном на север-северо-запад, образуя единую моноклираль, которая протягивается через весь район практики – от г. Севастополь до г. Белогорск. Южнее, в приподнятой части Горного Крыма, в результате эрозии на поверхности обнажаются толщи триасово-юрского возраста, которые ещё в домеловое время были смяты в складки, разбиты системой разрывных нарушений и прорваны интрузивными телами основного, среднего и кислого состава. Складчатое основание Крымских гор доступно непосредственному наблюдению в пределах главной водораздельной гряды и её южного склона.

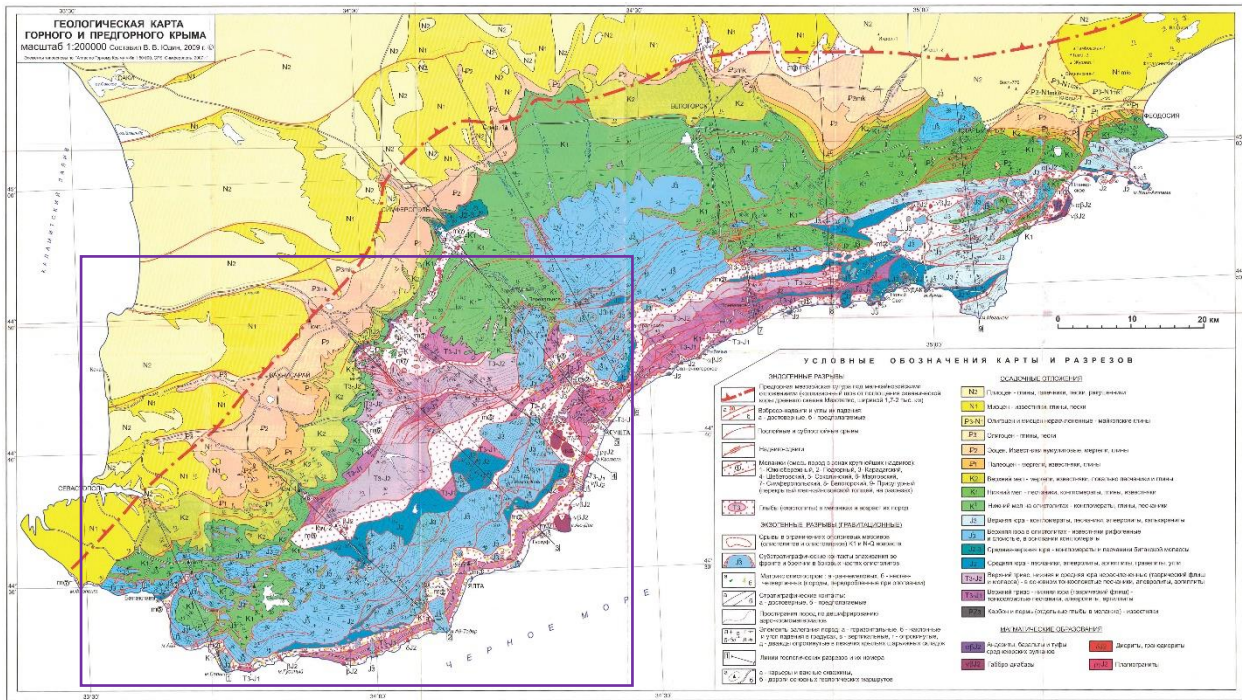


Рис. 2-2. Геологическая карта юго-западной части Крымского полуострова (Юдин, 2009). Фиолетовой рамкой примерно показана территория, в пределах которой проходят маршруты Первой Крымской практики по Общей геологии.

Стратиграфический разрез района практики приведен на сводной стратиграфической колонке (рис. 2-3) и представлен следующими комплексами горных пород.

Верхний триас – нижняя юра. Самая древняя толща, получившая название *таврическая серия*, представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью более 3000 м; в пределах Крымского полуострова подошва таврической серии не выходит на дневную поверхность и не вскрыта скважинами. Породы таврической серии являются преимущественно глубоководными морскими отложениями – это терригенный флиш с ритмичным чередованием слоёв и хорошо выраженными признаками турбидитов.

Средняя юра. На всей территории Крымского полуострова, на размытой поверхности отложений таврической серии, с угловым несогласием залегают среднеюрские образования позднеааленского, байосского, батского и раннекелловейского возраста. Это преимущественно мелководно-морские отложения песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными растительными остатками, а иногда и прослоями каменного угля. Среди морских песчано-глинистых отложений локально обнаруживаются продукты байосского андезитобазальтового вулканизма, мощность которых достигает нескольких сотен метров. В одних местах это подушечные лавы, в других – туфы с включениями лапилли и вулканических бомб, а также туфопесчаники. Верхняя часть среднеюрских отложений представлена глинами с конкрециями сидеритов, прослоями песчаников и известняков. На севере района практики, вблизи г. Симферополь, в самых низах средней юры появляется толща конгломератов. Суммарная мощность пород средней юры около 2000 м.

Эратема	Система	Отдел	Индекс	Литология	Мощность, М	Характеристика пород	Место отбора
Кайнозойская KZ	Неогеновая	Плиоцен	N ₂		100	Конглобрекчии, песчаники, глины, гравелиты, конгломераты, супеси	Учкуевка, Немецкая балка, Береговое (Западное побережье)
		Миоцен	N ₁		65-80	Гравелиты, песчаники, известняки обломочные, птероподовые, биоморфные, песчанитые	Фиолент, долины рек Кача и Альма
	Палеогеновая	Олигоцен	P ₃		1500 - 3000	Глины	Долина р. Кача (II гряда)
		Эоцен	P ₂		90	Глауконитовые глины, нуммулитовые известняки	Инкерманский карьер, долина Бельбек (II гряда)
		Палеоцен	P ₁		20-55	Известняки пелитоморфные, биокластовые, мергели	Инкерманский карьер (II гряда)
Мезозойская MZ	Меловая	Верхний	K ₂		200 - 400	Мергели, известняки с желваками кремня, известняки глинистые, песчаники	г.Сельбухра, Новоульяновка (II гряда)
		Нижний	K ₁		500	Песчаники известковые, известняки песчанитые, известковистые глины, глины, пески, песчаники известковистые	Мангушский овраг, Красная горка, Петропавловский карьер, Школьный карьер
	Юрская	Верхний	J ₃		> 2000	Конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки	Мраморный карьер, Чатырдаг, Эльх-Кая, Пахкал-Кая, Южная Демерджи
		Средний	J ₂		2000	Вулканомиктовые песчаники и алевролиты, туфопесчаники, туфо-алевролиты, базальты, андезибазальты, туфы кислого состава, аргиллиты	Фиолент, Петропавловский карьер, долина р.Бельбек
		Нижний	J ₁		3000	Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов (флиш)	Овраг Яман, Школьный карьер, основание I гряды, бухта Лазурная
Триасовая	Верхний	T ₃					

Рис. 2-3. Сводная стратиграфическая колонка района практики.

Верхняя юра. В пределах Горного Крыма верхнеюрские породы представлены известняками и конгломератами мелководно-морского происхождения. Конгломераты вместе с песчаниками отмечены главным образом в нижней части толщи, где наблюдаются сложенные ими клиноформы с грубой слоистостью. В известняках различимы крупные рифовые постройки, одна из которых образует гору Ай-Петри. Между рифовыми массивами и на их склонах наблюдаются слоистые известняковые брекчии. Верхнеюрские толщи,

общей мощностью более 2000 м, бронируют выположенные поверхности яйл Первой Водораздельной гряды Крымских гор. В водораздельной части юго-западного Крыма породы ранней юры возраста залегают на таврической серии по тектоническому контакту в виде смещенных, надвинутых к югу тектонических пластин (рис. 2-4).

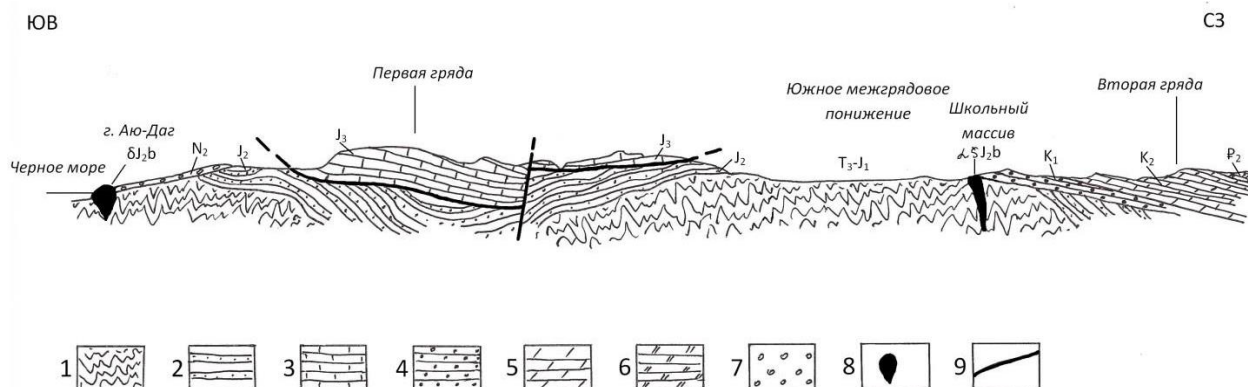


Рис. 2-4. Схематический геологический разрез Горного Крыма (с использованием материалов И.В. Архипова по (Учебное..., 2015)): 1 – породы таврической серии, 2 – терригенные толщи средней юры, 3 – известняки верхней юры, 4 – породы нижнего мела, 5 – породы верхнего мела, 6 – породы палеогена, 7 – плиоценовые отложения (массандровская свита), 8 – интрузивные тела, 9 – разрывные нарушения.

Нижний мел. Толща раннемелового возраста представлена мелководно-морскими песчано-глинистыми породами и известняками, а также песками и песчаниками, которые были сформированы в условиях суши и в речных дельтах. В верхних частях разреза нижнемелового комплекса (толщи верхнеальбского яруса в районе г.Балаклава) фрагментарно залегают горизонт песчаников с примесью андезитовой пирокластике. В пределах района практики происходит существенное изменение не только состава и мощности нижнемеловых толщ, но и полноты стратиграфического разреза, осложненного стратиграфическими несогласиями и перерывами. Толщи нижнего мела залегают на неровной, размытой поверхности подстилающих их пород с угловым несогласием и наличием базальных конгломератов. Понижения эрозионного рельефа в областях ингрессии моря заполнены нижнемеловыми осадками, общей мощностью до нескольких сотен метров.

Верхний мел. Породы позднемелового возраста в пределах района практики представлены известняками, мергелями, реже песчанистыми мергелями, а также глауконитовыми песчаниками. Верхнемеловые толщи залегают на нижнемеловых с несогласием. Общая мощность отложений составляет 200-400 м, при этом отмечается её уменьшение с запада на восток; в том же направлении убывает и полнота стратиграфического разреза.

Палеоген. Разрез палеогеновых толщ начинается с массивных органогенно-обломочных известняков палеоцена, налегающих на верхнемеловые песчанистые мергели по резкой поверхности размыва типа *hard ground* и переходящих вверх в мергели. Выше с размывом залегают толщи эоценового возраста, венчающие разрез Второй гряды Крымских гор. Здесь эоценовые породы представлены глинами, мергелями и органогенными известняками с многочисленными остатками нуммулитов, а затем – снова мергелями и глинами. Общая мощность палеоцена и эоцена около 250 м. Олигоцен представлен мощной толщей глин, верхи которой относятся уже к нижнему миоцену (Божко и др., 2007). Этот

осадочный комплекс является аналогом широко развитой в Предкавказье и в Каспийском регионе *майкопской серии*.

Неоген. Миоценовые породы (главным образом – верхнемиоценовые) залегают на подстилающих отложениях несогласно. Они представлены ракушечными, оолитовыми и другими мелководно-морскими известняками, мощность которых составляет несколько десятков метров. Их перекрывает толща континентальных отложений плиоцена, формировавшихся на суше, в предгорьях активно воздымавшегося в то время Горного Крыма. Плиоцен представлен желтовато-бурыми и красно-бурыми глинами и алевролитами с прослоями песчаников и конгломератов. Главным образом это – пролювиальные отложения с неровным, неправильным напластованием и многочисленными горизонтами погребенных почв.

Четвертичные отложения. В горной части района практики отложения четвертичного возраста представлены галечниками речных террас, щебнем и дресвой пролювиальных, делювиальных и коллювиальных шлейфов, а также оползневых массами. На морском побережье Юго-Западного Крыма наблюдаются небольшие останцы перекрытых галечником морских террас, а пляжевые отложения сложены валунно-галечным и песчано-галечным материалом разного состава.

Интрузивные образования Горного Крыма формировались при внедрении базальтовой или андезитобазальтовой магмы (а также более кислых продуктов ее дифференциации), которое увязывается во времени и пространстве со среднеюрским вулканизмом. Эрозией вскрыты относительно небольшие тела разнообразной формы, в том числе изометричные («каплевидные»), самые крупные из которых не превышают 1-2 км в поперечнике. Преобладают интрузивные тела габбро-долеритов и диоритов; в подчиненном количестве встречаются внедрявшиеся на заключительных стадиях магматизма плагиограниты и кварцевые диориты. Интрузивные тела внедрены в смятые в складки отложения таврической серии и её фациального аналога – эскиординской серии, а также встречаются среди терригенных пород средней юры.

Геологическая эволюция Горного Крыма

Ни одно описание геологической истории Крымского полуострова не обходится без упоминания океана Тетис, с которым она, несомненно, неразрывно связано. История формирования и развития Тетиса восходит к рубежу силура и девона (~410 млн. лет назад), когда континентальный рифтинг в северо-восточной части Гондваны положил начало океану Палеотетис, отделившему от континентов «южной группы» (Западной Австралии, Африки, Аравии, Индии, Антарктиды и Южной Америки) Таримский, Северо- и Южно-Китайский континентальные блоки земной коры, а также Армориканские террейны, ныне входящие в состав Западно-Европейской платформы. Противоположная (северная) окраина этих блоков омывалась океаном Панталасса (рис. 2-5).

К концу пермского периода (~265 млн. лет назад) северная пассивная окраина Гондваны вновь испытывает рифтогенез, что приводит к отчленению от неё узкой полосы континентальной коры, представленной так называемыми «киммерийскими» микроконтинентами, и раскрытию океана Неотетис (рис. 2-6), дальнейшее развитие которого и определило строение современного Горного Крыма. В это время Неотетис и Палеотетис существовали одновременно, являясь, соответственно, южной и северной

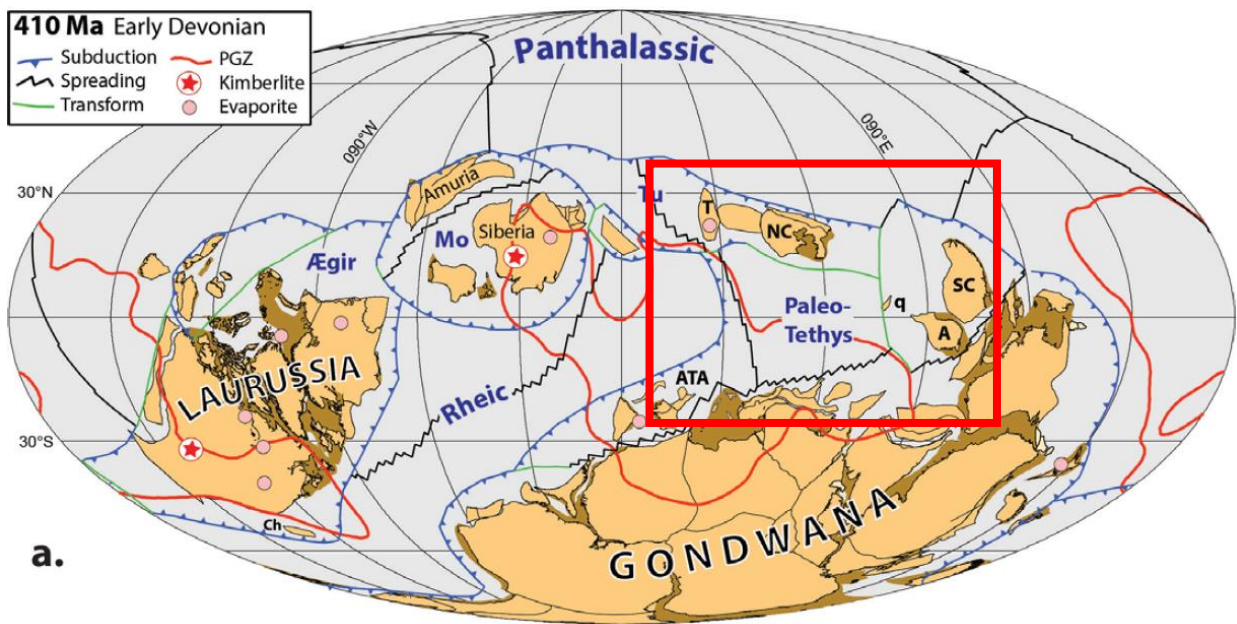


Рис. 2-5. Палеотектоническая реконструкция для раннего девона (Torsvik and Cocks, 2017), иллюстрирующая начальную стадию раскрытия океана Палеотетис (красная рамка).
 АТА – Армориканские террейны; NC – Северный Китай; Т – Тарим.

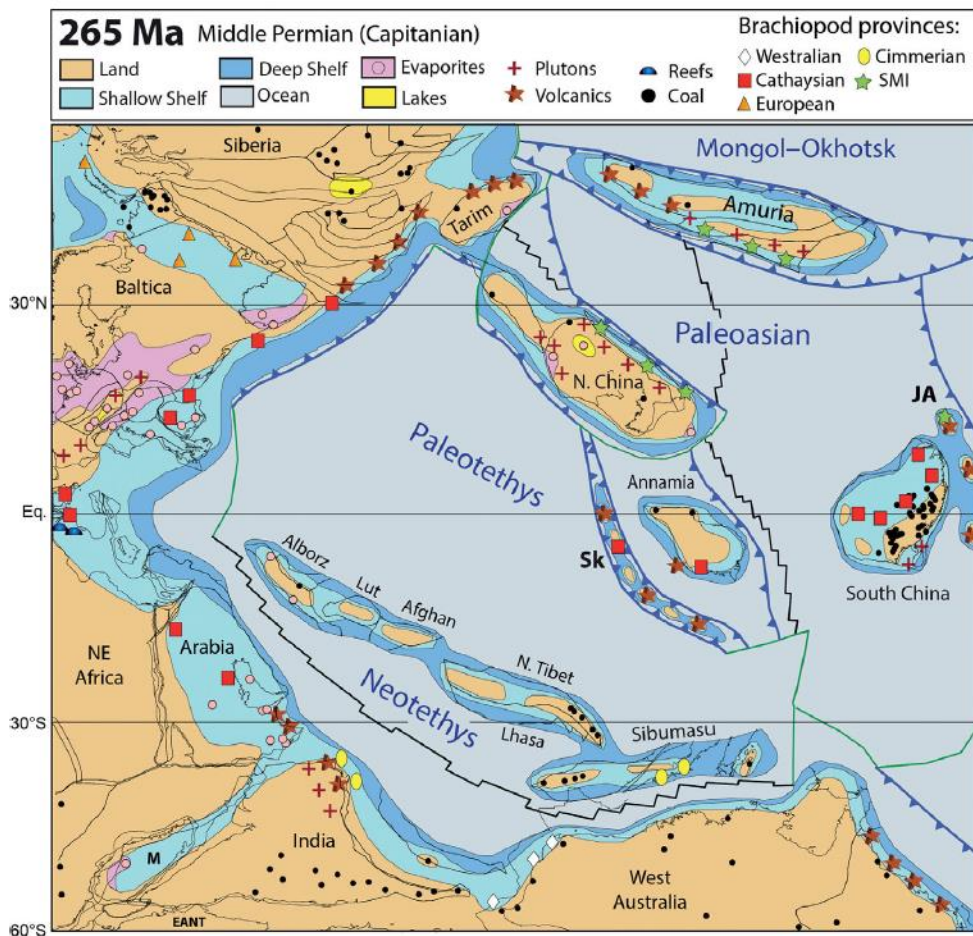


Рис. 2-6. Палеотектоническая реконструкция океана Тетис на момент времени 265 млн. лет назад (средняя пермь) (Torsvik and Cocks, 2017). Отражён момент раскрытия котловины Неотетиса (Neotethys) и отчленения от северной окраины Гондваны узкой цепочки киммерийских террейнов (Alborz, Lut, Afghan, N. Tibet и др.).

котловинами одного океанического бассейна, известного под общим названием Тетис. В качестве современного аналога Тетиса в конце палеозоя (но, разумеется, далеко не полного) можно привести строение Северного Ледовитого океана, в котором Амеразийский бассейн отделен от Евразийского спредингового бассейна узкой полосой континентальной коры – хребтом Ломоносова.

По мере того как Неотетис расширялся за счёт спрединга, литосфера северной части Палеотетиса субдуцировала под активные южные окраины Сибири и Балтики (Восточно-Европейской платформы), что привело к формированию к концу палеозоя складчатого фундамента Скифской плиты, ныне подстилающего Степной Крым и отделяющей горно-складчатые сооружения Крымско-Кавказской ветви Альпийско-Гималайского пояса от древней Восточно-Европейской платформы.

Собственно геологическая история Горного Крыма (Южно-Крымского орогена) может быть прослежена с позднего триаса-ранней юры, так как толщи именно этого возраста являются в Горном Крыму наиболее древними и представлены мощным и интенсивно деформированным комплексом отложений континентального склона и подножия – флишем (турбидитами) таврической серии, мощностью более чем 3 км. Накопление этих пород происходило на глубине 1-2 км в преддуговом спрединговом бассейне, о чем свидетельствует анализ питающих провинций пород таврической серии (Никишин и др., 2020). Однако также существует мнение, что рассматриваемый осадочный бассейн являлся задуговым и располагался в тылу зоны субдукции литосферы Палеотетиса (рис. 2-7) (Никишин, 2020). Природа деформаций пород таврической серии связывают как с тектоническими причинами (аккреция террейнов к южной окраине Евразии в ходе субдукции), так и с гравитационными процессами.

Наличие в сводном разрезе Горного Крыма среднеюрских вулканогенно-обломочных образований маркирует этап надсубдукционного островодужного вулканизма основного и среднего состава (рис. 2-7), в ходе которого происходило внедрение субвулканических интрузивных тел, в настоящее время вскрытых эрозией в пределах Первой и Второй гряд Крымских гор. Во времени надсубдукционный магматизм может быть прослежен до альба, когда в районе г.Балаклава имел место эпизод андезитового вулканизма. В качестве современного аналога геодинамической обстановки формирования поздне триасовых-среднеюрских осадочных и магматических комплексов Горного Крыма можно рассмотреть современную Курило-Камчатскую зону субдукции. Здесь субдукция древней океанской литосферы Тихоокеанской плиты происходит под энциалические островные дуги Камчатки и Курил, а глубоководная впадина задугового (окраинного) спредингового бассейна – Охотского моря – является областью осадконакопления при сносе обломочного материала как с континента, так и с островной дуги.

Мощная средне-верхнеюрская толща конгломератов, обнажающаяся в пределах Первой гряды Крымских гор (Южная и Северная Демерджи, окрестности Балаклавы), формировалась одновременно с развитием рифтовой структуры и накапливалась в мелководно-морской обстановке. Для этого этапа характерно наличие вертикальных блоковых движений, приведших к воздыманию территории и формированию резко расчленённого горного рельефа и речных дельт, в условиях которых накапливалась упомянутая грубообломочная толща (Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019a, 2019b). На пост-рифтовой стадии, в условиях мелководного шельфа, был сформирован верхнеюрско-нижнемеловой комплекс карбонатной платформы – водорослевые известняки,

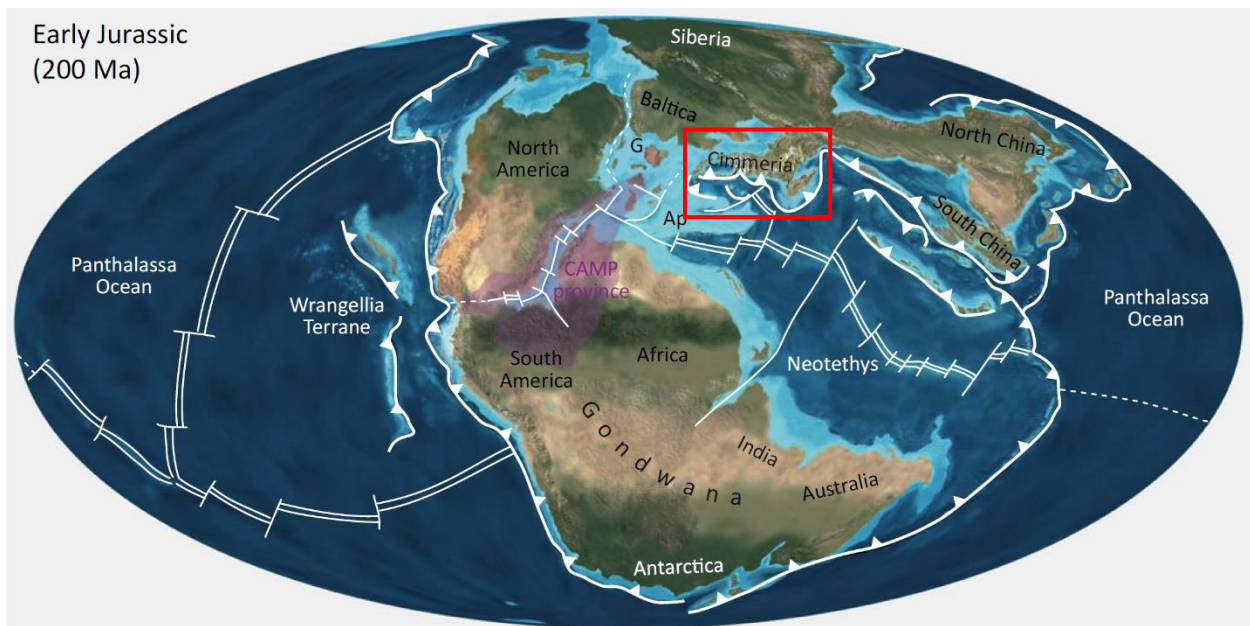


Рис. 2-7. Палеотектоническая реконструкция океана Тетис на момент времени 200 млн. лет назад (граница триаса и юры) (Meschede and Warr, 2019). Субдукция литосферы Палео- и Неотетиса под южную окраину Евразии (красная рамка) приводит к образованию островных дуг и проявлению магматизма основного и среднего состава.

слагающие яйлы Первой (Главной) гряды Крымских гор. В самом начале раннего мела эта толща испытала складчатость (киммерийская фаза) и была перемещена по пологим надвигам в южном направлении, сформировав современную надвиговую структуру Крымских гор.

Сокращение площади Палеотетиса и Неотетиса вследствие субдукции их литосферы приводило к аккреционному росту южной активной окраины Евразии. В раннем мелу субдукционная граница сместилась в южном направлении в сторону Неотетиса, что определило резкую смену обстановок осадконакопления в районе Горного Крыма в это время. Здесь, на эрозионной поверхности, формируется осадочный комплекс, накапливавшийся в условиях мелководного окраинно-континентального (эпиконтинентального, шельфового) морского бассейна и сложенный карбонатно-глинистыми породами нижнего мела (валанжин-готерив), глинами (апт-альб), а также карбонатными породами верхнего мела-эоцена. Накопление этого комплекса происходило одновременно с рифтингом и раскрытием в позднем мелу западной и восточной впадин Чёрного моря – задугового спредингового бассейна зоны субдукции литосферы Неотетиса под Понтийскую островную дугу (Хаин, 2001) (рис. 2-8). Этот осадочный комплекс прекрасно обнажён в северной части Крымских гор (Вторая гряда), в том числе в районе практики, за счёт моноклинального залегания с падением около 5° на север-северо-запад. С начала олигоцена происходит накопление мощной глинистой майкопской толщи, перекрытой карбонатными фациями миоцена; эти породы мы встречаем в пределах самых северных отрогов Крымских гор – Третьей гряде. В среднем-позднем миоцене значительная часть Горного Крыма перекрывалась морем, т.е. ороген Горного (Южного) Крыма представлял собой подводное поднятие, возможно с системой островов. Общее быстрое воздымание Горного Крыма и формирование моноклинали началось в раннем плиоцене (около 6 млн. лет назад) и продолжается до сих пор. Синхронно с этим воздыманием

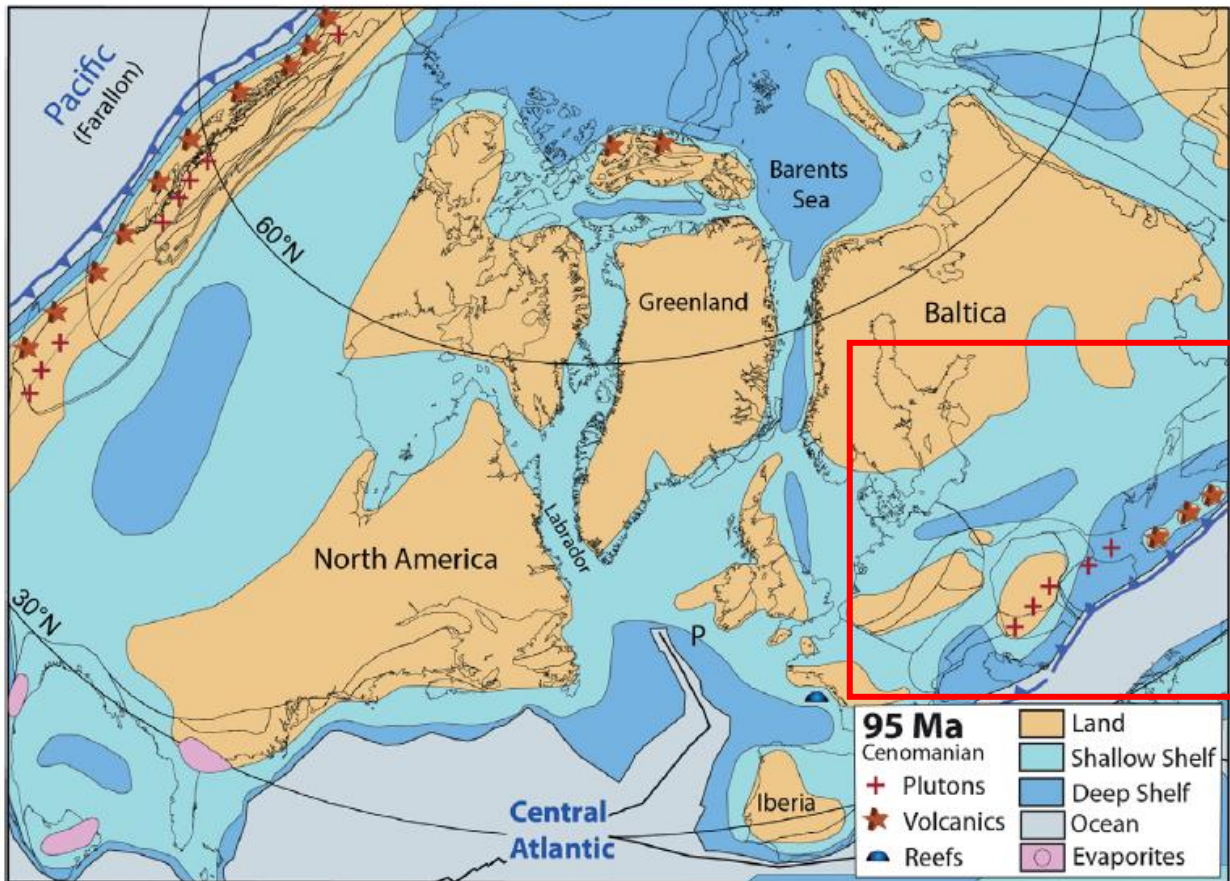


Рис. 2-8. Палеотектоническая реконструкция на момент времени 95 млн. лет назад (сеноман, поздний мел) (Torsvik and Cocks, 2017). В правой нижней части реконструкции, отвечающей современной локации Крыма (красная рамка), показана зона субдукции литосферы Неотетиса под южную окраину Евразии. Красными звездочками отмечена островная дуга.

формируется моласса – таврская свита, красноцветные породы которой обнажаются от северной окраины Севастополя до поселков Кача и Николаевка. При формировании этой молассы транспорт обломочного вещества осуществлялся с Крымских гор (Никишин, 2020).

Важно отметить, что Крым – сейсмически активный регион, однако его сейсмичность, наблюдаемая за последние 100 лет, обязана не субдукции литосферы Чёрного моря под смежные орогены, а, напротив, надвиганию этих орогенов на черноморскую впадину (Хаин, 2001). Именно поэтому под Крымом не обнаруживаются глубокофокусных землетрясений: большинство из них происходит на глубинах 30-50 км.

ГЛАВА 3

Маршруты Первой Крымской практики по Общей геологии. Вводные замечания

Следующие главы представляют собой описания маршрутов Первой Крымской практики по Общей геологии, сделанные маршрутными преподавателями по состоянию на 2020 год. Описания некоторых маршрутов приводятся дважды: мы решили не делать из двух текстов разных авторов один сводный, поскольку при этом теряется авторское изложение материала, видение маршрута, стиль и характер наблюдений, а разный подход к описанию одного и того же маршрута может быть интересен читателю. Настоящее пособие предназначено, в первую очередь, для преподавателей геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, которые уже принимают участие в учебной практике по Общей геологии или только собираются присоединиться к нашему коллективу. Пособие может быть также полезно преподавателям других ВУЗов и образовательных учреждений, которые проводят или планируют организацию учебной геологической практики в Крыму.

Знакомство с геологией Крыма традиционно начинается с обзорного пешего маршрута с базы МГУ на окраине села Прохладное на вершину горы Сельбухра. Отсюда открывается замечательный вид на все гряды Крымских гор, массив Чатыр-Даг, долину реки Бодрак, а в хорошую погоду на горизонте виден Каламитский залив Чёрного моря. В ходе маршрута можно сделать первое описание точки наблюдения, зарисовки, определить горные породы, обнажающиеся в борту тропы.

Исторически сложилось, что маршруты Крымской практики подразделяются на короткие и длинные. Все маршруты, за исключением маршрута по долине р.Бодрак, выполняются с использованием автобусов. Прохождение коротких маршрутов занимает половину дня, а для работы в длинных маршрутах необходим целый день. Расположение основных объектов практики показано на приведённой ниже схеме (рис. 3-1).

Маршруты в карьеры Петропавловский и Мраморный имеют свои особенности: для их посещения лучше выбирать выходные дни, идеально – воскресенье, когда работы на карьерах приостановлены. Также желательно заранее договориться с руководством карьера о возможности его посещения в конкретный день. Маршруты на морские пляжи, напротив, лучше выполнять в рабочие дни, когда отдыхающих меньше. Необходимо также учесть, что в некоторых маршрутах отбор образцов из обнажений запрещён, поскольку изучаемые объекты являются природными памятниками (травертиновое плато ручья Краснопещерный, старый Петропавловский карьер) или отбор образцов связан с риском нанесения травмы отдыхающим (например, пляж в маршруте на мыс Фиолент).

Пособие издаётся в электронном виде и будет периодически обновляться. Авторы пособия будут признательны за любые замечания и комментарии, которые можно присылать Веселовскому Роману Витальевичу на адрес: roman.veselovskiy@ya.ru

При подготовке к дистанционному проведению практики летом 2020 года по ряду основных маршрутов нами были сняты небольшие учебные фильмы, которые доступны на канале YouTube по этой ссылке: [перейти к просмотру фильмов](#). Кроме того, большинство публикаций из списка литературы можно [скачать в электронном виде по этой ссылке](#).

Схема маршрутов Первой Крымской практики по Общей геологии

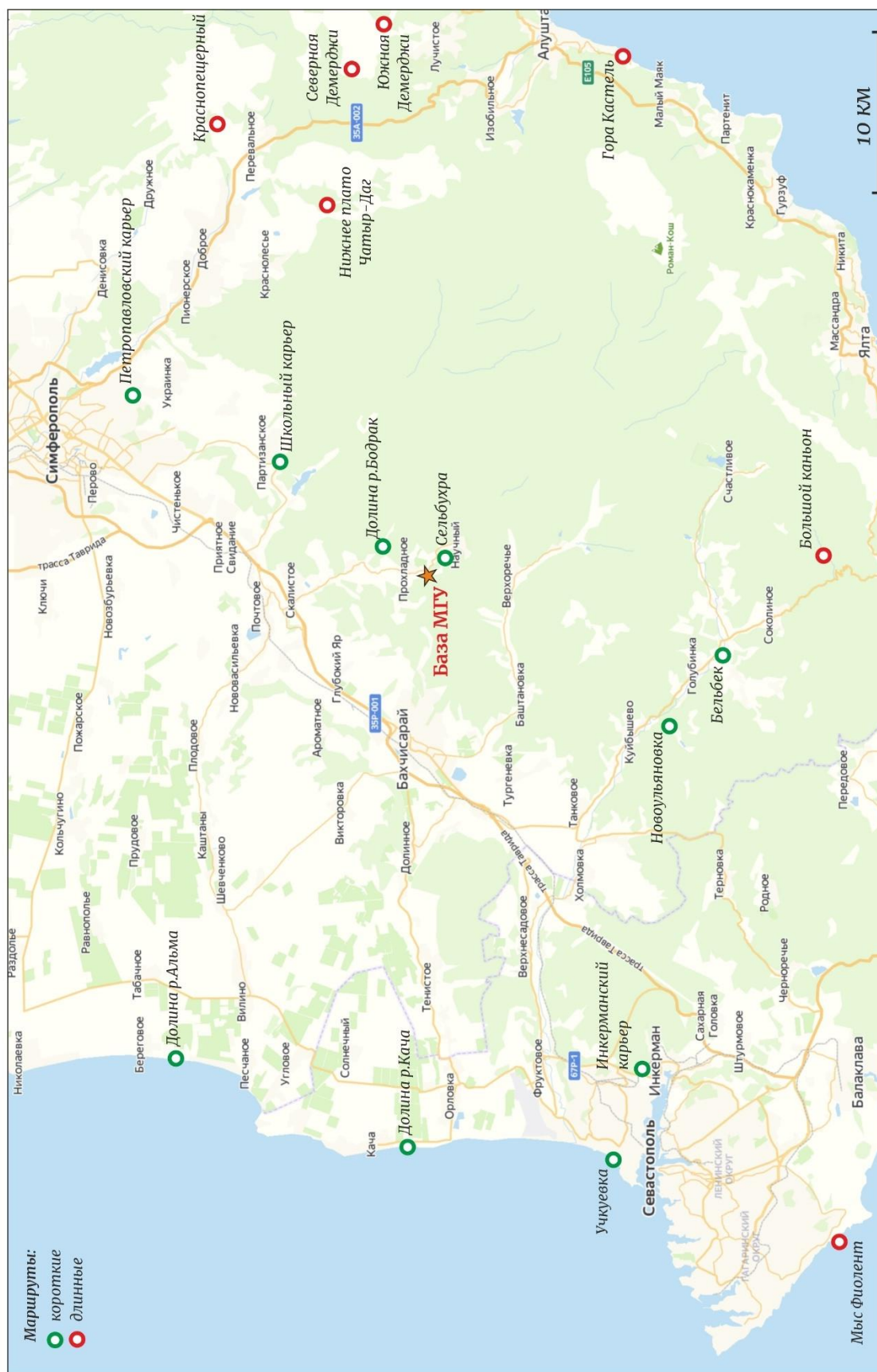


Рис. 3-1. Маршруты Первой Крымской учебной практики по Общей геологии.

Обзорный маршрут

гора Сель-Бухра



ГЛАВА 4

База МГУ – г. Сель-Бухра

Гущин Александр Иванович, Промыслова Мария Юрьевна



Цель. Знакомство с районом практики, основными элементами рельефа Крыма, изучение разреза верхнемеловых отложений.

Местоположение объекта. Гора Сель-Бухра, Крымская база МГУ, село Прохладное.

Как добраться. Маршрут начинается сразу за территорией Учебно-научной базы геологического факультета МГУ им. А.А.Богданова (Крымской базы МГУ) (рис. 4-1).

Практика начинается с ознакомительного маршрута на вершину г. Сель-Бухра (658,2 м), откуда открывается широчайшая панорама на ЮЗ часть Горного Крыма от самых высоких Крымских гор на юго-востоке до Каламитского залива Черного моря на северо-западе.



Рис. 4-1. Схема маршрута на гору Сель-Бухра на снимке Google Earth.

Точка 1. В 15 м к ВСВ от автобусной остановки «База МГУ».

GPS: 44°74'76.07"C, 33°99'16.77"B

Непосредственно за территорией Крымской базы, в 15 метрах вниз по склону от шоссе, напротив входа на базу МГУ в ступенчатом уступе высотой до 10-12 м обнажаются нижнемеловые песчаники альбского возраста (рис. 4-2). Песчаники известковистые, зеленовато-светло-серые, грубо-крупнозернистые, с гравием и редкой мелкой галькой

кварца, неясно полого-волнистослоистые, полимиктовые, с известковым цементом и единичными остатками брахиопод, двустворок, мшанок, аммонитов плохой сохранности. Выше известковистые песчаники сменяются сначала песчанистыми светло-серыми известняками, микритовыми, неслоистыми, массивными, а затем более чистыми сахаровидными известняками. На свежих сколах сахаровидных известняков хорошо видны блестящие плоскости спайности кальцита, образовавшегося из-за частичной перекристаллизации цемента. Видимая мощность альбских отложений 12 – 13 метров.

Выше, с размывом по резкой границе типа «hard ground» альбские песчаники трансгрессивно перекрыты породами верхнего мела – мергелями сеноманского яруса с глауконит-кварцевыми песчаниками и мелкой кварцевой галькой в основании.



Рис. 4-2. Песчаники верхнего альба, подстилающие отложения верхнего мела горы Сель-Бухра (фото М.Ю. Промысловой).

Точка 2. В 200м к югу, в правом борту дороги на п. Научный.

GPS: 44°74'52.51"C, 33°99'14.96"B

Далее выше по разрезу в 100 м к югу от перекрестка старого и нового шоссе в искусственной выемке справа от новой дороги на поселок Научный обнажаются крепкие светло- и темно-серые мергели сеноманского яруса верхнего мела. На этих мергелях, бронирующих здесь северный склон г. Сель-Бухра, расположены все постройки Крымской базы МГУ. В целом, гора Сель-Бухра сложена верхнемеловыми породами от сеномана до верхнего турона включительно. Их общая мощность составляет 100 – 110 метров.

По ходу маршрута от точки 2 к точке 3 в 20 метрах ниже точки 2, на старой дороге, можно показать памятник погибшему студенту. Это происшествие – единственный случай гибели студента во время прохождения практики, упоминание о котором позволяет еще раз напомнить о технике безопасности.

Далее маршрут проходит по участку старого шоссе, деформированному и смещенному благодаря гравитационным склоновым процессам. Помимо деформации дорожного полотна на этом участке маршрута можно наблюдать разнообразные результаты этих процессов: осыпи, оползни, небольшие обвалы.

К точке 3 можно подойти двумя способами. В первом случае следует взять южнее, подняться сразу за обводненной штольной вдоль промоины по южному склону горы Сель-Бухра. При этом в промоине на протяжении около 10-12 м наблюдается толща ритмичного чередования известковых светло-серых и глинистых темно-серых тонкоплитчатых мергелей. Во втором случае стоит выбрать северное ответвление грунтовой дороги, ведущей к вершине горы. Такой вариант маршрута предпочтителен в мокрую погоду, так как подъем по южному склону в этом случае затруднен.

Наиболее полно верхнемеловые породы обнажены на крутом южном склоне горы (рис. 4-3).



Рис. 4-3. Разрез меловых отложений в промоине на южном склоне горы Сель-Бухра.

Здесь, как и в точке 1, породы сеноманского возраста залегают с перерывом на светло-серых, узловатых, кварцевых, сильно известковистых песчаниках верхнего альба.

В основании сеномана всюду прослеживается слой (до 0,5 м) зеленого известковистого глауконитового песчаника с обильной мелкой галькой кварца, единичными желваками фосфоритов и рострами белемнитов.

Выше по разрезу песчаники сменяются сначала песчанистыми мергелями (~1 м), которые перекрыты толщей ритмичного чередования крепких светло-серых и темно-серых с синеватым отливом тонкоплитчатых глинистых мергелей. Общая мощность сеномана составляет 35-40 метров.

Стратиграфически выше следуют светло-серые, почти белые известковистые мергели с частыми прослоями светлых мелоподобных известняков, в которых в верхней части разреза появляются многочисленные конкреции и пластовые стяжения серых и коричневых кремней. Эти отложения относятся уже к нижнему турону, их мощность составляет 40-45 метров.

Разрез верхнего мела г. Сель-Бухра завершается белыми известняками верхнего турона, которые бронируют вершину горы. Кровля их размыта, неполная мощность составляет 20-25 метров.

Точка 3. Вершина горы Сель-Бухра.

GPS: 44°73'76.68"C, 33°99'43.01"B

С вершины горы Сель-Бухра (658,2 м), являющейся самой высокой точкой Второй (Предгорной) гряды в районе Бахчисарая, открывается впечатляющая панорама окрестных гор. На юге возвышается плато Чатыр-Даг Первой (Главной) гряды Крымских гор, сложенное в основании породами таврической серии (Т₃-J_{1tv}) и бронированное мощными толщами известняков верхней юры.

На северо-западе – Третья (Внешняя) гряда, бронируемая раковинными, оолитовыми известняками верхнего миоцена (сармата).

К северу от горы Сель-Бухра можно видеть, что вершины и крутые склоны близлежащих гор сложены теми же породами, которые были встречены при подъеме – белыми мергелями и известняками верхнего мела и палеогена или же песчаниками нижнего мела. Эти породы образуют протяженные бронирующие поверхности, так как являются более прочными относительно пород их подстилающих (рис. 4-4).



Рис. 4-4. Панорама окрестных гор к северу и северо-западу от Сель-Бухры (фото А.И. Гуцина).

Подстилающие породы, издавна имеющие сиреневато-серый цвет, слагают пониженные участки овражно-балочного рельефа и мягкие пологие склоны гор, покрытые осыпями. Это – породы таврической серии верхнего триаса-нижней юры, представленные ритмичным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников – терригенным флишем, сформированным мощными (более 3 км) отложениями турбидитных потоков.

На юго-западе хорошо видны останцовые плато Беш-Кош и Чуфут-Кале, отделенные эрозией от основной куэсты Второй гряды. *Куэста* – гряда с асимметричными склонами. Один – крутой или вертикальный, срезающий слои пород поперек залегания, другой – пологий, совпадающий с направлением падения слоев, бронирующих склон. Куэстовый рельеф возникает при моноклиальном залегании неоднородных по составу пород.

Плосковершинные поверхности плато Беш-Кош и Чуфут-Кале бронируются карбонатными отложениями палеоцена, образуя четкую моноклиаль, полого наклоненную к северу. В структурном отношении моноклиаль неоднородна – осложнена разрывами, флексурами. По простиранию меняются углы падения моноклинали, что вызывает расширение и сужение отпрепарированных в рельефе бронирующих поверхностей (рис. 4-5).

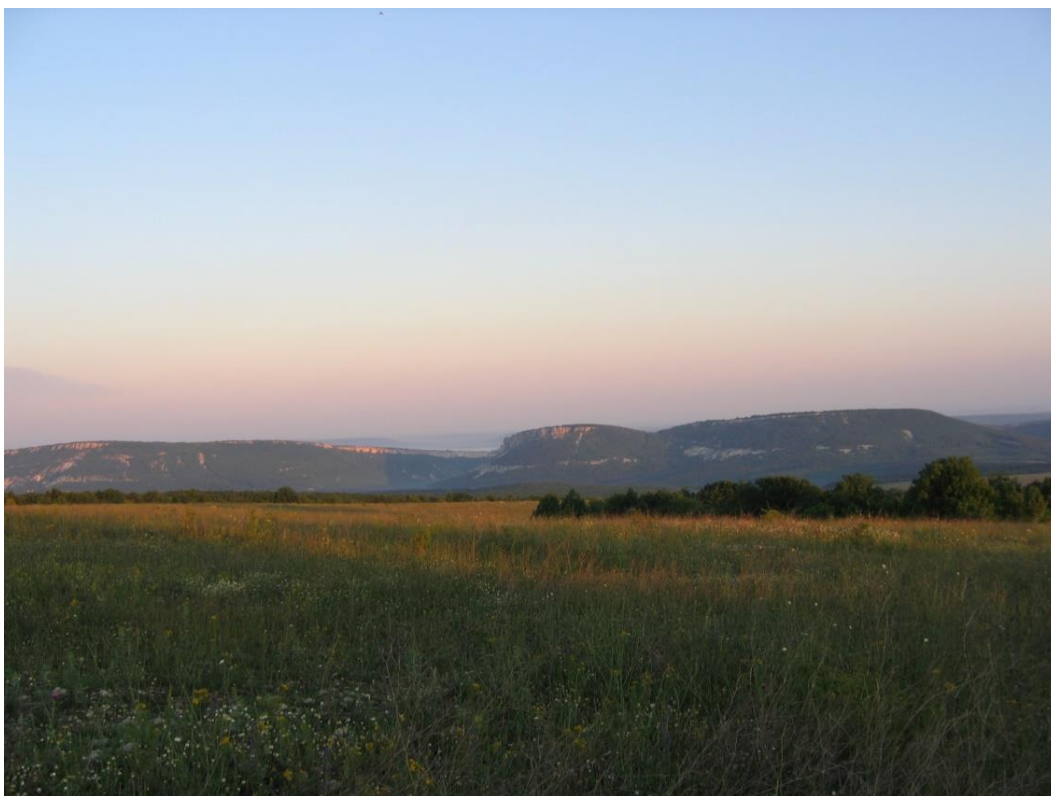


Рис. 4-5. Вид на плато Чуфут-Кале, Беш-Кош и Яных-Сырт (слева направо) (фото А.И. Гущина).

Чередование отложений карбонатного и песчано-глинистого состава различной прочности, локальное отсутствие в разрезе некоторых горизонтов, а также неоднородность строения моноклинали приводят к развитию куэстового и овражно-балочного рельефа. При разрушении менее прочных горных пород, залегающих в основании куэст, образуются останцовые столовые возвышенности. В окрестностях базы МГУ это горы Шелудивая, Длинная, плато Патиль - эрозионные останцы, сохранившиеся в долине реки Бодрак в условиях эрозионно-денудационного овражно-балочного и грядового рельефа (рис. 4-6).



Рис. 4-6. Горы Шелудивая и Длинная (на дальнем плане справа), в основании сложенные породами таврической серии с бронирующей поверхностью известковистых песчаников нижнего мела на плоской вершине (фото М.Ю. Промысловой).

Далее маршрут продолжается в северо-восточном направлении. При спуске по северному пологому склону горы Сель-Бухра в промоине дороги хорошо видна постепенная смена состава верхнемеловых отложений (рис. 4-7).



Рис. 4-7. Мергели сеноманского яруса верхнего мела (K_2s) в промоине при спуске с вершины горы Сель-Бухра (фото М.Ю. Промысловой).

Выводы:

1. В пределах Второй гряды, наивысшей точкой которой в районе базы МГУ является г. Сель-Бухра, преобладает куэстовый рельеф, сформированный благодаря эрозионному расчленению моноклиально залегающих мел-палеогеновых толщ. Породы верхнего триаса, нижней и средней юры, вскрытые в долинах рек и ручьев, образуют овражно-балочный и грядовый рельеф со столовыми возвышенностями, бронированными известняками нижнего мела.
2. Гора Сель-Бухра сложена верхнемеловыми отложениями от сеномана до верхнего турона включительно. Их общая мощность составляет 100 – 110 метров. В целом, наблюдаемая смена пород в вертикальном разрезе г. Сель-Бухра от существенно песчаных к глинистым-карбонатным, а затем к чисто карбонатным говорит о постепенном углублении дна бассейна осадконакопления и общей сеноман-туронской трансгрессии.

Ближние маршруты

Долина реки Бодрак

Школьный карьер, Красная горка

Петропавловский карьер

Бельбек, Новоульяновка

Инкерманский карьер, Учкуевка

Долина реки Альма

Долина реки Кача, Немецкая балка



ГЛАВА 5

Долина реки Бодрак

Гущин Александр Иванович, Промыслова Мария Юрьевна

Цель маршрута. Изучение состава, строения и характера деформаций нижнего терригенного комплекса Горного Крыма – пород таврической серии (T_3-J_{1tv}).

Местоположение объекта. Село Трудолюбовка, верховья долины реки Бодрак. Глубоко вскрытый эрозией складчатый терригенный комплекс в основании Второй гряды Крымских гор.

Как добраться. Маршрут начинается сразу за территорией Крымской базы МГУ (рис. 5-1). Здесь, в 15 метрах вниз по склону от шоссе, напротив входа на базу МГУ, в ступенчатом уступе обнажаются нижнемеловые песчаники альбского возраста (они были рассмотрены также в маршруте на гору Сель-Бухра). В 5 м ниже в промоине вдоль тропинки появляются серые глины мангушской свиты также альбского возраста. По ходу маршрута в промоинах по дороге на левом борту долины Бодрака можно наблюдать и описать отдельные обнажения и щебенку песчаников и алевролитов таврической серии. Чтобы добраться до точки 1 маршрута, нужно следовать в СВ направлении около 2,5 км, затем переправиться на правый борт долины реки Бодрак и пройти в СЗ направлении еще около 500 м (рис. 5-1, рис. 5-2).

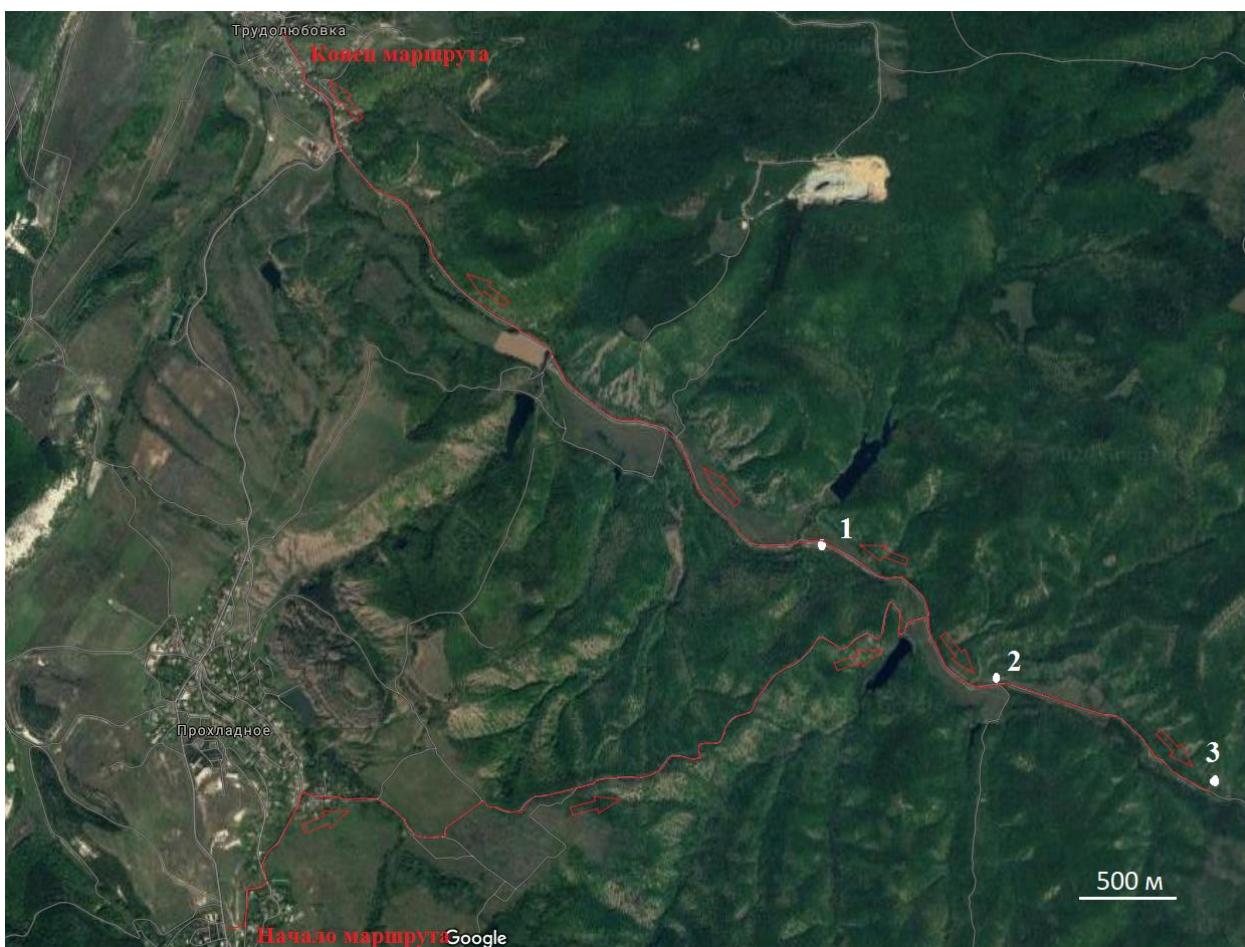


Рис. 5-1. Схема маршрута на снимке Google Earth.



Рис. 5-2. Расположение точек наблюдения в долине реки Бодрак. Google Earth.

Точка 1. Русло реки Бодрак в 500м к северо-западу от плотины Донузоран.

GPS: 44°45'52.27"C, 34°01'43.82"B

В 5 км выше по долине реки Бодрак от села Трудолюбовка, между его левыми притоками Широкий лог и Донузоран, в русле, можно наблюдать один из самых протяженных (более 500 м), хорошо обнаженных и просто построенных разрезов отложений таврической серии.

На всем протяжении разреза породы таврической серии находятся здесь в очень крутом, почти вертикальном моноклиналином залегании (рис. 5-3). Они представляют собой ритмичное чередование двух- и трехкомпонентного флиша, каждый ритм которого состоит их двух (переслаивание алевролитов и аргиллитов) или трех (переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов) элементов. Мощность ритмов различна и составляет от первых сантиметров до 1 метра.

Песчаники, обычно залегающие в основании ритмов, темно-серые, от тонко- до грубозернистых, кварцевые, хорошо сцементированные, прочные. Цемент карбонатный или кремнистый. В них можно наблюдать хорошо выраженную градационную слоистость. Мощность редких прослоев песчаников от нескольких сантиметров до 15-20 см.

Иногда в основании ритмов залегают прослои гравелитов серого цвета, содержащих хорошо окатанную гальку преимущественно кварца и полевого шпата, реже кварцита, известняка и глинистых пород. В гравелитах и песчаниках встречаются участки, переполненные члениками криноидей и мелкими раковинами брахиопод и двустворчатых моллюсков (полевые наблюдения А.И. Гущина).



Рис. 5-3. Фрагмент обнажения крутой моноклинали в русле реки Бодрак (фото М.Ю.Промысловой).

Алевролиты темно-серые и серые, пылеватые, но чаще хорошо сцементированные, крепкие, тонкозернистые, кварцевые. Образуют слои, измеряемые первыми сантиметрами. Аргиллиты – темно-серые, почти черные, рассланцованные.

При выветривании разрушаются, образуя тонкоплитчатую россыпь (дресву). В аргиллитах присутствуют конкреции сидерита, которые с поверхности покрыты пленками или полностью замещены гидроксидами железа, благодаря чему выходы пород таврической серии приобретают в целом лиловый оттенок. Мощность слоев аргиллита меняется в пределах от нескольких до 25 сантиметров.

Все эти породы ритмично чередуются в разрезе (рис. 5-4). Это – ритмичное флишевое или почти ритмичное флишеоидное переслаивание, в котором песчаники образуют первый элемент ритма, а алевролиты и аргиллиты – соответственно, второй и третий. Мощности ритмов колеблются в пределах 2 – 30 см, иногда до 100 см. В основании ритма нередко наблюдаются подошвенные текстуры слоя, знаки течения – язычковые иероглифы, также встречаются и подошвенные знаки биогенного происхождения. Но остатки макрофауны в этих толщах крайне редки.

Точка 2. Правый борт долины реки Бодрак в 300 м к юго-востоку от плотины Донузоран.

GPS: 44°45'27.43"С, 34°02'20.35"В

В 500 метрах выше по течению (5,5 км от с. Трудолюбовка), напротив плотины ставка Донузоран, в нижней части правого борта долины, в русле реки Бодрак, на протяжении почти 100 м наблюдается практически непрерывный разрез флиша пород таврической серии. Разрез представлен чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощность слоев которых измеряется сантиметрами, а мощность ритмов редко достигает 30-40 см.



Рис. 5-4. Ритм трехкомпонентного флиша с гравелитом в основании и конволютной слоистостью в песчанике (фото В.В. Мелехиной).

Поначалу породы таврической серии залегают так же, как и в предыдущей точке, продолжая крутую, почти вертикальную моноклиаль. Затем в этой моноклинали появляются пологие стулообразные складки с вертикальными шарнирами (рис. 5-5).

Еще выше по течению, в крутом уступе высотой до 5 м, в тальвеге правого борта долины наблюдаются выходы пород таврической серии, смятые в систему причудливых сопряженных почти симметричных подобных складок (рис. 5-6). В точке наблюдения в обнажении представлены, по меньшей мере, три крупные антиформы и такое же количество разделяющих их синформ. Крупные складки осложнены многочисленными мелкими складками и небольшими разрывами, особенно в замках и на крыльях складок.

Общая морфология складок определяется наиболее мощными, плотными, наименее пластичными слоями песчаников, выступающими на выветрелой поверхности обнажения. Более пластичные аргиллиты и алевролиты заполняют пространство между слоями песчаника. Складки острые, подобные, почти прямые с очень круто ($70-80^\circ$) падающими к северо-западу осевыми поверхностями. В целом, юго-восточные крылья антиформ более крутые ($70-80^\circ$), северо-западные крылья – более пологие ($60-70^\circ$). На крыльях отчетливо проявляются серии малоамплитудных (первые сантиметры) сколов, смещающих слои песчаников. Вся система сопряженных складок испытывает общую вергентность к юго-востоку (рис. 5-7).

На северном и южном окончаниях обнажения со складками в долине реки Бодрак наблюдается крутое моноклиальное залегание пород таврической серии, при этом границы складчатого пакета параллельны вмещающей его моноклинали. Таким образом, получается, что складчатый пакет залегает внутри единой моноклинали. Такое положение достаточно редких складчатых зон в таврической серии ставит вопрос о механизме их образования.



Рис. 5-5. Складка с вертикальным шарниром в русле р. Бодрак (координаты точки съёмки – 44°45'37.04"С, 34°01'98.55"В) (фото А.И. Гущина).



Рис. 5-6. Складки в тальвеге долины р. Бодрак (координаты точки наблюдения – 34°45'27.43"С, 34°02'20.35"В) (фото Р.В. Веселовского).

Большинство исследователей (Милеев и др., 2009; Тевелев и др., 2013) считает природу складчатых пакетов тектонической, связывая складчатые деформации с образованием покровных комплексов в таврической серии, часто гипотетических. Другие (Муратов, 1960; Фролов, 1998; Фролова и др., 2014) объясняют образование складчатых пакетов внутри моноклиналей процессами подводного оползания (слампингом).

На наш взгляд, положение складчатых пакетов в разрезе в сочетании с другими индикаторами – разнообразная морфология складок в одном пакете, их часто резкая дисгармония, не связанная со строением разреза, хаотичная ориентировка шарниров складок и др., позволяет достаточно уверенно предполагать, что большинство небольших складок таврической серии Крыма имеет подводно-оползневой характер. Особенно это хорошо видно в береговом обнажении в бухте Лазурной под Алуштой.



Рис. 5-7. Складки в породах таврической серии в правом борту долины р. Бодрак (44°45'27.11"С, 34°02'20.67"В) (фото А.И. Гущина).

Точка 3. В километре от предыдущей точки выше по долине реки Бодрак у шлагбаума, ограничивающего въезд автотранспорта на территорию Крымского природного заповедника.

GPS: 44°45'08.57"С, 34°03'06.64"В

Верховья реки Бодрак – один из немногих районов, где в отложениях таврической серии встречаются довольно многочисленные (по меньшей мере, больше 7) пластовые интрузии (силлы), залегающие согласно с вмещающими породами. Простираие этих магматических тел северо-западное 320-330°, мощность от 0,5 до 5,2 м.

Одно из подобных тел – силл Лебединского, обнажается в точке 3 в русле реки Бодрак и пересекает проселочную дорогу на его правом борту. Интрузивное тело впервые было описано В.И. Лебединским в 1962 году (Лебединский, 1962) (рис. 5-8).

Силл обнажается в тальвеге реки в виде крутой стенки и залегаеt согласно с вмещающими слоистыми породами таврической серии, имеющими субвертикальное залегание. В центральной части тело силла смещено на 4 метра по косоj системе трещин, заполненной брекчированными породами. По простираию интрузивное тело прослежено (Лебединский, 1962) в северо-западном направлении на расстояние около 3,6 км. Контакт силла с вмещающими породами согласный, ровный, без признаков дробления и раздавливания вмещающих пород, которые несколько уплотнены, воздействие интрузивного тела на них слабое (рис. 5-9).

Основная часть силла сложена темно-серыми плотными мелкозернистыми (размер кристаллов около 1 мм) долеритами. Они состоят из зонального основного плагиоклаза,



Рис. 5-8. Силл Лебединского, обнажающийся в долине р. Бодрак (фото А.И. Гущина).

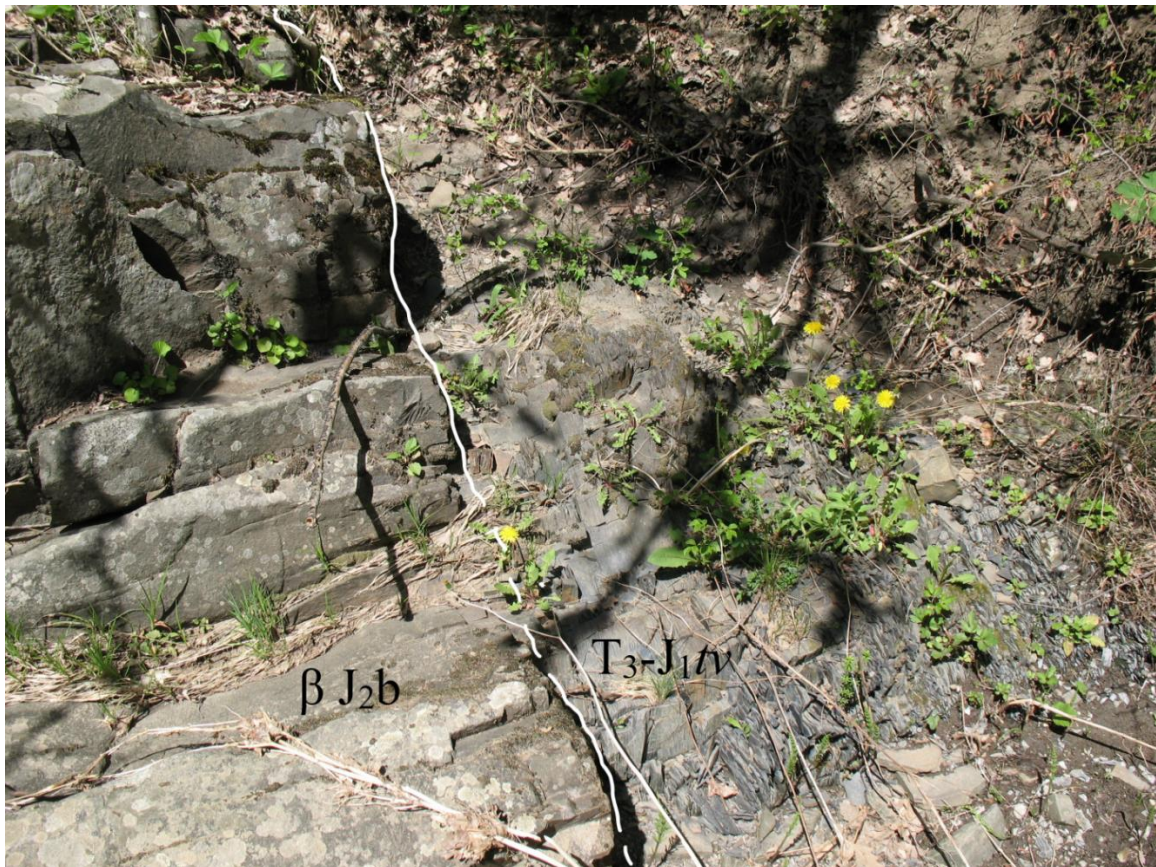


Рис. 5-9. Ровный согласный контакт интрузивного тела с породами таврической серии (фото А.И. Гущина).

клинопироксена, бурой роговой обманки и небольшого количества биотита. Среди долеритов наблюдаются более темные прожилки лампрофира, протягивающиеся как параллельно контактам, так и перпендикулярно им по редким трещинам, секущим силл.

Зоны эндоконтакта сложены теми же породами, что и центральная часть тела, но еще более мелкокристаллическими, визуальнo с порфировой структурой. Ближе к контакту с вмещающими породами появляется большое количество миндалин с опалом и цеолитом. Непосредственно в контакте с осадочными породами наблюдается афанитовая зона закалки мощностью в несколько сантиметров.

По палеомагнитным данным было сделано заключение (Корнейко, Веселовский, 2013) что интрузивные тела бодракского субвулканического комплекса, к которому относится силл Лебединского, находятся в нарушенном залегании.

Возраст пластовых тел в верховьях р. Бодрак дискусионен. Одни исследователи считают их доскладчатыми, возможно раннеюрскими (Лебединский, 1960; Панов и др., 1978, Панов, Степанов, 2002), другие – постскладчатыми, внедрявшимися в уже дислоцированные породы таврической серии, т.е. в среднеюрское, байосское время (Спиридонов и др., 1989; Латышев, Панов, 2008). Изотопный возраст, определенный по плагиоклазу ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) из силла Лебединского, составляет 171.3 ± 2.6 млн лет (Majjers, 2010). Таким образом, данные изотопного датирования подтверждают среднеюрский возраст межпластовых тел верховьев р. Бодрак.

Выводы:

1. В верхнем течении реки Бодрак в 5 км выше по долине от села Трудолубовка наблюдается протяженный разрез отложений таврической серии, представленный ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Породы находятся в крутом моноклиналном, местами складчатом залегании. Небольшие сложные складки таврической серии Крыма, скорее всего, имеют подводно-оползневой характер.
2. Силл Лебединского, внедренный в породы таврической серии – одно из интрузивных тел бодракского субвулканического комплекса. Силл сложен темно-серыми плотными мелкозернистыми долеритами среднеюрского возраста и находится в нарушенном залегании.

Школьный карьер. Красная горка

Латышева Ирина Валерьевна, Романовская Мария Александровна



Цели маршрута: изучение магматических образований (J_{2b}); изучение пород таврической серии (T₃-J_{1tv}), изучение отложений нижнего отдела меловой системы (K₁), изучение процессов выветривания.

Как добраться: чтобы добраться к началу маршрута, на 14 км по трассе Симферополь-Бахчисарай в поселке Приятное Свидание надо повернуть на дорогу в направлении с. Партизанское. Маршрут проходит в западной части с. Партизанского (рис. 6-1) и начинается возле автомобильного моста через реку Саблынька – правого притока р. Альмы. В 20 м к СЗ от дороги находится Красная Горка, в 20 м к ЮВ – вход в Школьный карьер.

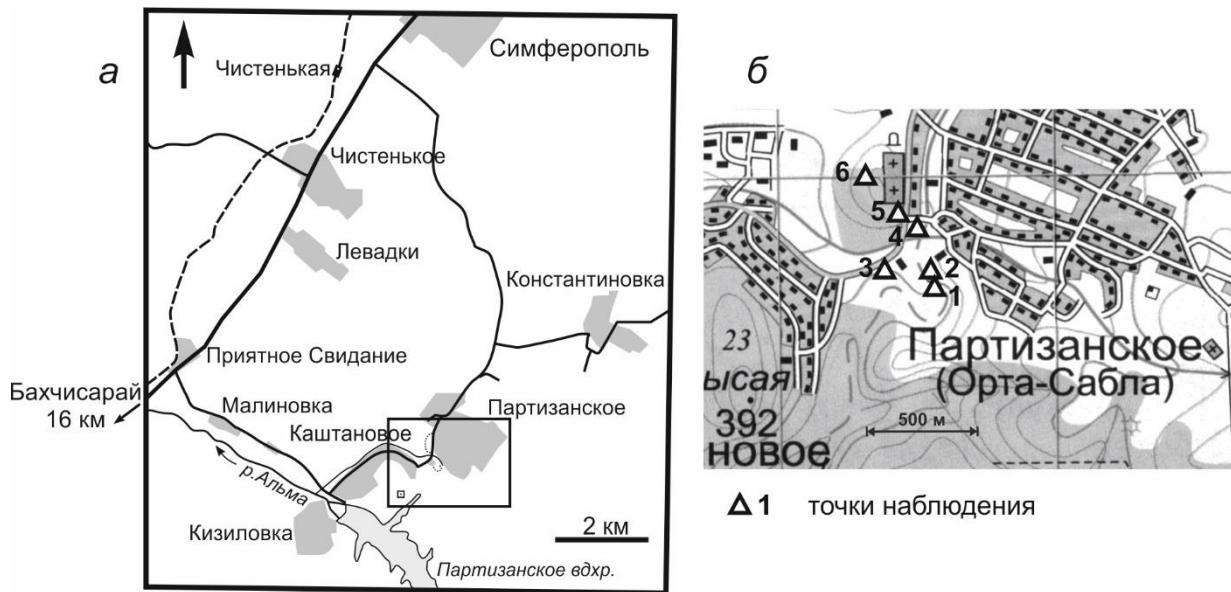


Рис. 6-1. Схема маршрута. (а) – положение маршрута на карте (по листу топографической карты L-36-117 масштаба 1:100000); (б) – положение точек маршрута на западной окраине с. Партизанского.

Маршрут можно разделить на две части: Школьный карьер (т.н. 1-3) и Красная Горка (т.н. 5-6) (рис. 6-1). Начинать его лучше со Школьного карьера, но можно, при необходимости, и со стороны Красной Горки.

Школьный карьер

Точка 1. Восточная часть Школьного карьера, в 100 м к югу от моста.

GPS: 44°49'43"С, 34°04'33.7"В

Точка наблюдения находится в восточной части заросшего Школьного карьера. В обрыве можно наблюдать горячий контакт между породами Школьного интрузивного массива и вмещающими породами таврической серии (рис. 6-2). Контакт неровный, в зоне экзоконтакта наблюдаются черные и темно-серые ороговикованные аргиллиты таврической серии, ширина зоны температурного воздействия около 20-50 см. Среди ороговикованных аргиллитов встречаются отдельные будины песчаников, ориентированные субпараллельно контакту. Можно заметить, что вся толща пород таврической серии в целом состоит из

нескольких чешуй, мощностью до 10 м. Внутри каждой такой чешуи слои таврической серии смяты в различные, неправильной формы складки (рис. 6-3). Вероятно, образование этих чешуй и складок связано с давлением, которое оказывала внедряющаяся магма на относительно пластичные аргиллиты таврической серии. Зона эндоконтакта представлена скрытокристаллической породой белого цвета, мощность зоны эндоконтакта около 0,5 см.



Рис. 6-2. Контакт толщи таврической серии и массива Школьный (фото М.А. Романовской).



Рис. 6-3. Видна слоистая толща пород таврической серии и «завихрения», нарушающие слоистость, что, возможно, связано с внедрением интрузивного тела или его апофиза (в центре этого «завихрения» студенты находили осветленные афанитовые породы) (фото А. Багрова).

Порода, слагающая внутренние части Школьного интрузивного массива, зеленовато-серого цвета, с удлиненными вкрапленниками зеленовато-черного цвета размером от 1 до 5 мм (роговая обманка) и светлыми прямоугольными вкрапленниками от 1 до 3 мм (плагноклаз). Основная масса породы представлена скрытокристаллическим агрегатом кварца и хлорита (девитрифизированным вулканическим стеклом). Структура породы порфировая или порфировидная. Текстура обычно массивная, иногда наблюдается минеральная линейность, образованная черными «иголочками» роговой обманки. Весь облик породы свидетельствует о том, что застывание магматического расплава происходило быстро, «горячий контакт» с вмещающими породами таврической серии предполагает интрузивное залегание – такие особенности характерны для пород субвулканического происхождения. По содержанию SiO_2 породу можно отнести к группе средних, а принимая во внимание ее субвулканическое положение, называть её следует диорит-порфиритом. Порода подверглась сильным вторичным изменениям: роговая обманка полностью замещена хлоритом и кальцитом, плагноклазы полностью или частично серицитизированы (это видно при микроскопическом изучении). В светлых диорит-порфиритах отмечаются более темные обособления округлой формы, иногда угловатые, размером от 1 см до 15-20 см, очевидно более основного, чем окружающая порода состава (рис. 6-4). Есть две точки зрения на их происхождение. Первая – чаще всего их относят к ксенолитам – обломкам пород более ранней фазы внедрения. Однако их неровные нечеткие контакты, отсутствие зон закалки или следов плавления позволяют предположить, что эти обособления могут представлять собой так называемые *шлiry*².

Школьный карьер – одно из немногих мест, где в достаточно бедной фаунистическими остатками толще таврической серии можно найти отпечатки раковин двустворчатых моллюсков *Monotis salinaria* Schlotheim (норийский век позднего триаса, Т_{3п}) (Атлас, 1997) (рис. 6-5). В 20-30 м от «горячего контакта», в слоистой толще пород таврической серии, находятся прослойки, в которых находится большое количество отпечатков раковин (44°49'42.7"С, 34°4'33.9"В). Размер раковин в среднем 1-3 см, встречаются как целые раковины, так и их обломки. У монотисов тонкостворчатые широкие раковины, благодаря которым они не тонули в мягком илистом грунте, на котором обитали. Скульптура раковины состоит из грубых радиальных ребер, между которыми, с ростом раковины, вставляются ребра второго и третьего порядков. Радиальные ребра пересекаются тонкими концентрическими знаками нарастания. Возраст монотисов определяется как норийский (Т_{3п}), поэтому здесь мы имеем дело с наиболее древней, верхнетриасовой частью таврической серии. Возраст вмещающих пород интрузивного массива определяется как раннетриасовой (Т_{3п}), отсюда получаем, что интрузивный массив должен быть не древнее позднего триаса.

² *Шлir* (нем. *Schliere* – грязь) – участок массива, отличный по структуре и составу от слагающих массив интрузивных пород и имеющий с последними постепенные переходы. Формирование шлirов связывается с изначальной неоднородностью магмы или со стадийным внедрением расплавов различного состава. Это скопление минералов в магматической породе, отличающееся от остальной массы другими количественными соотношениями минералов или структурой. Между шлиром и вмещающей породой постепенный переход, чем шлir отличается от ксенолитов (Петрографический..., 1981).



Рис. 6-4. Более темноватные обособления на светлом фоне диорит-порфиров массива Школьный.



Рис. 6-5. Монотисы в таврической серии.

В традиционном толковании жизни монотисов есть противоречия. Во-первых, организмы с четкой морфологией, закономерной скульптурой и симметрией обычно ведут активный образ жизни. Во-вторых, если бы монотисы обитали на поверхности грунта до пришествия нового мутьевого потока, их либо снесло этим потоком, либо мы наблюдали бы монотисов на контакте с песчаниками или алевролитами. Они же находятся внутри аргиллитов. По морфологии (тонкая ребристая раковина, наличие ушек, биссусного выреза) представители вымершего семейства *Monotidae* ближе всего к современным гребешкам (семейство *Pectinoidea*), оба эти семейства относятся к одному отряду *Pectinida*. Гребешки живут как на илистых, так и на твердых грунтах, а чаще на смешанных. Они могут свободно лежать на дне, неглубоко закапываться в ил либо прикрепляться биссусными нитями к твердым объектам или друг к другу. В момент опасности они быстро отрезают биссусные нити и уплывают, хлопая створками, то есть это довольно активные двустворчатые моллюски. Обитают они на мелководье. По-видимому, монотисы жили где-то на шельфе, но в момент схождения мутьевого потока (или из-за каких-то других неприятных обстоятельств) они были сброшены в глубину. Благодаря тому, что их раковины тонкие и плоские, монотисы не кувыркались и не обламывались вместе с гравийными и песчаными частицами, близкими им по весу, а плавно планировали вниз, как опавшие листья, вместе с частицами более мелкой размерности, среди которых и были захоронены. Нахождение их в виде скоплений может быть связано или со снесением вниз уже мёртвой банки, или из-за скрепления моллюсков биссусом друг с другом. То, что монотисы не жили в месте своего захоронения, не ставит под сомнение определение возраста таврической серии в Школьном карьере как норийского. – В.М. Назарова.

Условия осадконакопления в поздне триасовом бассейне были мало пригодными для развития организмов – об этом может свидетельствовать присутствие в породах только одного вида ископаемых. Это может быть связано как с отклонениями солености воды или газового режима, так и с периодическим сходом мутьевых потоков, наполняющих придонные воды мелкой взвесью. Локализация отпечатков раковин в определенных прослоях свидетельствует о том, что в бассейне существовал период времени с особенно благоприятными условиями для жизни, возможно, длительный перерыв между двумя мутьевыми потоками.

Если маршрут проводится на практике одним из первых, то целесообразно обратить внимание также на ритмичное строение толщи пород таврической серии. В Школьном карьере каждый ритм таврической серии начинается с песчаника, продолжается маломощным прослоем алевролита и завершается аргиллитом. Мощности ритмов колеблются от 10 до 40 см, мощность прослоев песчаника от 1 до 8 см, около половины (а иногда и больше) мощности ритма приходится на аргиллиты. Образование толщи пород таврической серии связывается со сходом серии мутьевых потоков в осадочном бассейне с его склона к подножию.

Точка 2. Трещиноватость в породах Школьного массива.

GPS: 44°49'44.08"С, 34° 4'33.98"В

Возвращаясь в сторону асфальтовой дороги, в 30 м к северу от точки 1, можно увидеть стенку, сложенную андезитами Школьного массива, образовавшуюся по системам параллельных трещин (рис. 6-6). Здесь можно отобрать еще один образец андезитов и провести замеры нескольких пересекающихся систем трещин, связанных с уменьшением объема субвулканического тела в результате остывания.



Рис. 6-6. Трещиноватость в диорит-порфиритах интрузивного массива (фото М.А. Романовской).

Точка 3. Северный борт Школьного карьера, в 50 м к востоку от церкви.

GPS: 44°49'45.4"C, 34°04'23"B

В северном борту карьера наблюдается обрыв, в котором обнажается «холодный контакт» андезитов Школьного массива и перекрывающих известняков готеривского яруса (K_{1h}) (рис. 6-7, б). Нижняя часть обрыва сложена прочными породами субвулканического тела, разбитыми системами трещин, схожими с таковыми в точке 2. В верхней части субвулканического тела количество трещин возрастает, трещины расширяются, заполняются желтым глинистым веществом. Блоки, на которые трещины делят массив пород, по направлению к верхней части разреза обладают все меньшими размерами, все более скругленными углами, и самые верхние части субвулканического тела превращены в конгломерат, состоящий из крупных сильно выветрелых валунов и галек андезитового состава (рис. 6-8). Пространство между валунами заполнено песчано-глинистым рыхлым материалом, и в верхней части склона расположена своеобразная ниша высотой около 1-1,5 м, связанная с распространением этого горизонта. Можно считать, что этот горизонт является базальным конгломератом в основании готеривских песчаных известняков.

Нижняя граница готеривских пород неровная, волнистая, с карманами (рис. 6-9), в основании залегает горизонт базальных конгломератов, заполнитель между обломками в базальном конгломерате представлен песчано-глинистым материалом – все это может быть свидетельством глубокого предготеривского и готеривского выветривания. Возможно, сначала процессы выветривания носили субаэральный характер, а впоследствии – субаквальный. В результате произошел размыв перекрывающих (вмещающих) пород таврической серии и сильное разрушение пород Школьного массива.



Рис. 6-7. Школьный карьер. (а) - Общий вид Школьного карьера с юго-восточного борта, 1, 2, 3 - точки наблюдения, м - место находок отпечатков *Monotis salinaria*, к - контакт андезитов Школьного массива и вмещающих пород таврической серии. (б) - «Холодный контакт» пород Школьного массива и перекрывающих готеривских известняков (т.н. 3).



Рис. 6-8. Выветрелая зона диоритов с конгломератами, образовавшимися, по-видимому, в результате десквамации (Учебное..., 2015).

Холодный контакт предполагает накопление известняков после остывания интрузивного массива и выведения его на поверхность Земли. Таким образом, можно получить еще одно ограничение возраста для магматических пород Школьного массива –



Рис. 6-9. Выветрелая неровная поверхность интрузивного тела Школьный, на которой в углублениях («карманах») залегают породы нижнего мела.

они должны быть не моложе готеривского века (K_1h), т.е. возраст интрузивного массива находится в интервале времени от норийского до готеривского веков (T_3n-K_1h).

Осадочные породы, залегающие выше базального горизонта, представлены прочными органогенно-обломочными, иногда песчанистыми известняками желтовато-серого цвета. В известняках нередко находки двустворчатых моллюсков, стеблей морских лилий, реже кораллов, морских ежей и белемнитов. Мощность всей толщи пород готеривского яруса около 2-2,5 м. Обстановки осадконакопления для известняков готеривского яруса можно определить как мелководно-морские в условиях привноса терригенного вещества и активной гидродинамики.

Точка 4. Закопушка в 15-20 м к юго-западу от автомобильного моста через ручей.

GPS: 44°49'49.7"C, 34°04'28.6"B

В неглубокой закопушке возле грунтовой дороги обнажены цефалоподовые известняки барремского яруса (K_1br). Известняки темного цвета, желтовато-коричневые, плотные, массивные, иногда комковатые. В них встречается большое количество раковин и обломков аммонитов, наутилоидей, ростры белемнитов, реже раковины двустворчатых моллюсков, гастропод, брахиопод, кораллы. Примерная мощность известняков барремского яруса не превышает здесь 1,5-2 м. Нижняя граница барремских известняков задернована, верхнюю можно примерно определить по перегибу склона в основании Красной Горки.

Этот маломощный прослой является частью барремского цефалоподового конденсированного разреза, который отражает один из этапов развития Крымского раннемелового бассейна – очередной этап трансгрессии, резкое увеличение глубины осадконакопления и смену преимущественно терригенного осадконакопления на карбонатное. В это время, как отмечается в работе (Барабошкин, 2016), в бассейне была

самая низкая скорость осадконакопления за всю раннемеловую эпоху: формировались фации «твердого дна» из раковин аммонитов и их обломков.

Красная Горка

Точка 5. Основание склона Красной Горки, в 20 м к северо-западу от моста через ручей.

GPS: 44°49'53.4"C, 34°04'27.1"B

В основании ЮВ склона Красной Горки под слоем делювия можно отыскать коренные выходы глин аптского возраста (K_{1a}). Глины бежево-серые, пелитовые, плотные, карбонатные, биотурбированные, с раковистым изломом (рис. 6-10). На поверхности – сухие и более светлые. В глинах встречаются раковины двустворчатых моллюсков (хотя В.М. Назарова не согласна с нахождением двустворок в этом месте. – прим. ред.) размером около 1-1,5 см, ростры белемнитов *Mesohibolites uhligi* Schwetzoﬀ (K_{1a}), *Mesohibolites elegans* Schwetzoﬀ (K_{1a}) (Атлас, 1997), *Mesohibolites minaret* Raspail (Карпук, 2016), размером от 2 до 5 см. Ростры белемнитов можно найти и на поверхности глин, поднимаясь вверх по склону.



Рис. 6-10. Обнажение нижнемеловых аптских глин в основании Красной горки (фото А.И. Гущина).

Также, поднимаясь вверх по склону к контакту с перекрывающими альбскими песчаниками, в глинах можно найти сростки гипсовых кристаллов, баритовые и лимонитовые конкреции (сильно ожелезненные). Сростки кристаллов гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) – белого цвета, непрочные, иногда прозрачные с сильным стекляннным блеском. Баритовые конкреции (BaSO_4) – эллиптической формы, размером (в среднем) 1-2 см, серого цвета, тяжелые. Лимонитовые конкреции коричневатого-бурого цвета, неправильной формы.

Выше склон сильно задернован; в закопушках на склоне вблизи контакта с альбскими песчаниками встречаются только рыжие пески. При появлении в склоне выходов мощных массивных песчаников бурого цвета можно считать, что мы достигли кровли глин. Видимая мощность глин около 20-22 м. Нижний контакт глин с барремскими цефалоподовыми известняками не обнажается; известно, что он несогласный и представляет собой субаквальную поверхность размыва, так как галек известняков в глинах не встречается (Карпук, 2016). Верхний контакт с альбскими песчаниками задернован.

Аптский век характеризуется постепенным расширением морского бассейна. По небольшому видовому разнообразию найденных в глинах ростров белемнитов и раковин двустворчатых моллюсков можно заключить, что условия обитания в бассейне осадконакопления были не очень благоприятными, возможно, что это были условия аномальной солености воды. Об условиях повышенной солености может свидетельствовать присутствие в глинах гипсовых и баритовых конкреций.

Точка 6. Северо-западный склон Красной Горки.

GPS: 44°49'45.4"C, 34°04'02.3"B

На северо-западном и северном склонах Красной Горки можно наблюдать обрывы, сложенные слоистой толщей песчаников альбского яруса (K_{1al}), видимую мощность песчаников можно определить как 20-25 м. Вся толща песчаников имеет линзовидное строение и состоит из песчаников с разной степенью цементации, от прочно сцементированных с карбонатным цементом, до рыхлых песков с глинистым цементом. Склон образован карнизными формами выветривания, которые чередуются с нишами (рис. 6-11). Карнизные формы приурочены к более прочным линзовидным прослоям песчаника, ниши – к более рыхлым.

Песчаники от грубозернистых до мелкозернистых, буровато-желтые или красноватые, массивные, параллельно- и косослоистые. Цемент карбонатный, железистый или глинистый. В некоторых прослоях песчаника можно встретить обломки глин, размером 0,5-1 см, похожие на подстилающие коричневатые глины аптского яруса. Также среди песчаников можно обнаружить маломощные глинистые прослои (до 1-2 см), содержащие большое количество углефицированного детрита. Присутствие в породах косой слоистости, галек глин, углефицированного детрита свидетельствует о формировании песчаников в условиях, похожих на дельтовые. Песчаники залегают с размывом на аптских глинах, перекрывающие их породы неизвестны. Азимут падения песчаников изменяется от ЮЗ 230 на северном склоне до ЮВ 140 на северо-западном; углы падения составляют в среднем от 10 до 20 градусов. На поверхности некоторых прослоев песчаника можно увидеть окаменевшие ходы илоедов (рис. 6-12) – прочно сцементированные следы ползания ихнофауны.

В песчаниках хорошо проявляется действие процессов выветривания. Результатом выветривания (физического, химического и биологического) являются карнизные и грибообразные формы выветривания. Образование карнизов и «шляпок грибов» связано с более прочными прослоями (линзами) песчаника с карбонатным и железисто-карбонатным цементом. Обособление отдельных «грибов» связано с сильным разрушением пород по системам трещин, развитым в песчаниках, которые можно наблюдать, поднимаясь или спускаясь по северному склону Красной Горки (44°50'1.32"C, 34°4'24.32"B) (рис. 6-13).



Рис. 6-11. Карнизные формы выветривания в альбских песчаниках на северо-западном склоне Красной Горки.



Рис. 6-12. Следы илоедов на поверхности слоя альбских песчаников (фото М.А. Романовской).



Рис. 6-13. Грибообразные формы выветривания в песчаниках альбского яруса, северный склон Красной Горки.

Иллюстрацией процессов биологического выветривания могут служить норы земляных ос и корни деревьев (рис. 6-14, *а*). Норы земляных ос приурочены к мягким несцементированным песчаным прослоям, способствуя высыпанию этих песков из склона и образованию более глубоких ниш в склоне. Корни кустов и деревьев, проникая по трещинам в песчаниках, оказывают механическое расклинивающее действие на массив горных пород, кроме того, способствуют более сильному водообмену и активному протеканию химических реакций. Вдоль корневых систем можно увидеть белесые подтеки – это карбонатные корочки, образованные вокруг корней в результате обменных реакций с окружающей средой, «прообраз» кальцитовых журавчиков в горизонтах погребенных почв.

Одной из красочных иллюстраций процессов химического выветривания служат кольца Лизеганга (кольца выветривания (рис. 6-14, *б*)) – чередование бурых и светлых полос, причудливо изогнутых и пересекающих слоистость или располагающихся внутри отдельных прослоев. Часто распространение колец Лизеганга начинается от конкреций (образовавшихся на месте органического остатка, изначально пиритового состава, впоследствии окисленных и замещенных лимонитом). Эти текстурные особенности формируются в породах уже на постседиментационном этапе, не исключено также продолжение их развития и в настоящее время, при периодических изменениях характера поровых растворов. В условиях восстановительного характера поровых вод железо (Fe^{2+}) становится подвижным и может переноситься растворами до тех пор, пока не попадет в окислительную среду и не приобретет другую степень окисления (Fe^{3+}), после чего станет малоподвижным и останется на «фронте» изменения восстановительной среды на окислительную. Здесь образуется полоса, обогащенная оксидами железа, эта полоса обычно отнесена от источника (конкреции) на равное расстояние (образует концентрическую форму), в зависимости от скорости распространения раствора в породах. Если в дальнейшем произойдет изменение состава раствора на восстановительный, то железо, перейдя в подвижную форму, с поровыми водами может продвинуться на какое-то расстояние дальше, частично размывая образовавшийся ранее фронт. Если время от времени происходит изменение химизма вод, то процесс будет повторяться, и образуются «многослойные» кольца Лизеганга. Локализация колец в определенных прослоях может быть результатом того, что движение растворов происходило послойно, изолированно от соседних слоев.

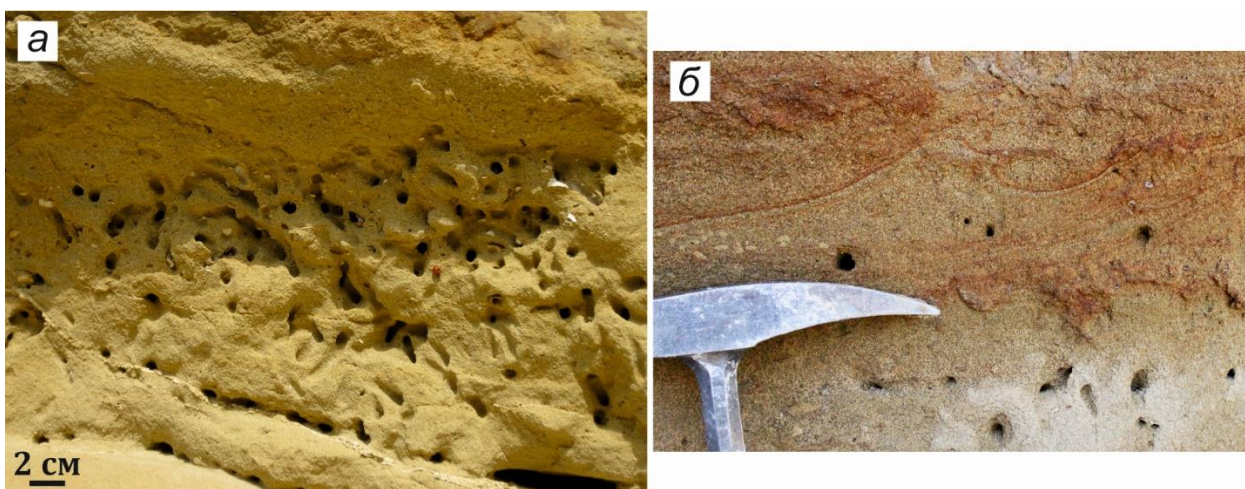


Рис. 6-14. Норы земляных ос (*а*) и кольца Лизеганга (*б*) в альбских песчаниках, северо-западный склон Красной Горки.

ГЛАВА 7

Петропавловский карьер

Брянцева Галина Владимировна



Цель маршрута: изучение магматических и вулканогенно-осадочных пород средней юры, осадочных отложений нижнего мела; геологическая деятельность человека.

Как добраться: от базы (с. Прохладное) надо доехать до трассы Симферополь-Севастополь, повернуть направо и проехав Симферополь, свернуть на трассу Симферополь-Ялта. Карьер расположен в 3 км от Симферополя у с. Петропавловское (44.89755°С, 34.15330°В).

Магматические породы в Крыму имеют ограниченное распространение, у них разный состав, возраст, форма залегания. Они представлены эффузивно-пирокластическими и интрузивными образованиями, которые чаще всего залегают среди пород таврической серии или эскиординской свиты поздне триасово-раннеюрского возраста. В целом в Крыму среднеюрская эпоха (байос) характеризуется наибольшей вулканической деятельностью, происходящей над зоной субдукции и имеющей островодужный характер. Ни до, ни после этого времени такой активизации вулканической деятельности в Крыму не наблюдалось. Наибольшее количество проявлений магматизма можно наблюдать, например, вдоль Южного берега Крыма, в пределах Лозовской зоны смятия на северном крыле Качинского поднятия, на Альма-Бодракском водоразделе, в бассейнах рек Альма, Бодрак и Кача. На окраине Симферополя, на севере Качинского поднятия Петропавловским карьером вскрыта толща вулканитов.

Точка 1. Западная часть Петропавловского карьера в верхнем уступе над дробилкой.

GPS: 44.902319°С, 34.144681°В

В верхнем уступе карьера вскрываются породы эскиординской свиты (Т₃-J_{1es}) поздне триасово-раннеюрского возраста; их обнажение, видимой мощностью 6-7 м, можно наблюдать за дробилкой. Породы представлены средне- и мелкогалечными конгломератами, кварцевыми и грубозернистыми песчаниками. Они перекрываются флишовой толщей, представленной переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников. Отложения эскиординской свиты образуют в целом трансгрессивный цикл осадконакопления. Их накопление происходило неподалеку от источника сноса (проксимальный флиш).

Точка 2. Старый Петропавловский карьер, западная стенка.

GPS: 44.900036°С, 34.147003°В

В старом Петропавловском карьере, в его западной части, вскрыта залегающая практически вертикально лавовая толща. При извержении в подводных условиях и при относительно высокой вязкости лавы формировались подушки или шаровидные отдельности пиллоу-лав размером 2,0-2,5 м, которые перекрыты массивными изначально относительно менее вязкими лавами. Верхняя часть подушек выпуклая, нижняя местами вогнутая. В подушках наблюдается зональность: их центральная часть сложена мелкопорфировыми андезибазальтами рыжевато-красноватого цвета, которые переходят в трещиноватые андезибазальты с миндалекаменной текстурой, порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза и авгита (Спиридонов и др., 1990). Небольшие полости

выполнены кальцитом. Краевая часть, мощностью в несколько см, представляет собой зону закалки. Каждая лавовая «подушка» покрыта, как наволочкой, ороговикоманным аргиллитом, поскольку при извержении к лаве припекается находящийся на дне тондисперсный осадочный материал (ил). Межподушечное пространство заполнено гиалокластитами, которые формируются при излиянии лав основного состава в подводных условиях и представляют собой скопление скорлуповатых и комковатых обломков вулканического стекла с карбонатно-кремнистым материалом, возникшим при дроблении корки лавового потока. Кремнистая часть гиалокластита – трасс – представляет собой вулканическое стекло зеленоватого цвета.

Вулканогенная толща метаморфизована (Спиридонов и др., 1990) в условиях низкотемпературной (150-290°C) цеолитовой фации метаморфизма. При продвижении по дороге на юг в основании первого уступа старого Петропавловского карьера наблюдаем смену пиллоу-лав более массивными без четкого подушечного строения. Мощность лавовой толщи составляет около 40 м. Лавы перекрыты аргиллитами, мощностью около 30 см, накопление которых отмечает паузу в вулканических извержениях.

Точка 3. Обнажение подошвы пиллоу-лав в старом Петропавловском карьере.

GPS: 44.899956°C, 34.147200°B

В южной стенке старого Петропавловского карьера обнажается подошва пиллоу-лав, на которой видны направления отдельных потоков. Вулканогенная толща залегает практически вертикально, т.е. породы повернуты почти на 90°, что определяется по форме и залеганию отдельных подушек. Также свидетельством тектонических движений могут служить зеркала скольжения. Одно из них можно увидеть в северной части старого карьера, а также на стенке, где вскрывается подошва пиллоу-лав. Зеркала скольжения имеются и на стенках многочисленных трещин, разбивающих вулканогенную толщу на отдельные блоки. Глубокие протяженные трещины заполнены кальцитом, встречаются в них и цеолиты – розовый гейландит, белый ломонтит, образованные на начальных стадиях метаморфизма.

Точка 4. Новый Петропавловский карьер, верхний уступ. Выходы известняков раннемелового возраста.

GPS: 44.900239°C, 34.141068°B

На верхнем уступе нового Петропавловского карьера в толще эскиординской свиты можно увидеть глыбы известняков. По-видимому, по берегам поздне триасового-раннеюрского моря возвышались скалы, образованные этими известняками. Породы разрушались, обломки падали в море, а затем сползли под действием силы тяжести по склону морского бассейна по его илистому дну, и были впоследствии захоронены в толще песка и ила. Это так называемые *олистолиты*, сложенные известняками розовато-серого цвета с органическими остатками триасового возраста (Муратов, 1960).

Выше вскрываются кавернозные известняки желтоватого цвета, видимой мощностью 6-7 м с многочисленными включениями обломков кораллов, иголок морских ежей, двустворчатых моллюсков, аммонитов. В нижней части пачки известняков наблюдаются включения гальки и валунов вулканитов – базальный горизонт пород раннего мела.

Точка 5. Новый Петропавловский карьер, верхний уступ. Выходы туфопесчаников и туфоалевролитов.

GPS: 44.899162°С, 34.140235°В

Кроме андезибазальтовых лав в Петропавловском карьере продукты вулканической деятельности представлены пирокластическими породами: туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Извержения были преимущественно подводными, но, по-видимому, временами вулканические постройки возвышались над уровнем моря.

Значительное количество пирокластического материала образуется при эксплозивных извержениях стратовулканов. При его переносе в воздушной или водной среде образуются *туфы*. Структура туфов бывает литокластическая (в туфе имеются обломки пород); витрокластическая (в туфе наблюдаются обломки вулканического стекла); кристаллокластическая (в туфе имеются обломки минералов).

Вулканогенно-осадочные породы состоят из вулканического и осадочного материала. При содержании в породе более 50% пирокластического материала образуются *туффиты*. Если осадочного материала больше 50%, то порода называется *туфопесчаник* (осадочная порода была представлена преимущественно кварцевым песком) или *туфоаргиллит* (осадочная порода представляла собой глину) и т.д. Если материал накапливается в водных условиях, то наблюдается цикличность в строении с закономерными изменениями гранулометрии пород от туфобрекчий до туфоаргиллитов.

На верхнем уступе нового Петропавловского карьера наблюдаются выходы среднеюрских зеленовато-серых, среднезернистых, слоистых туфопесчаников (рис. 7-1). Они содержат шарообразные стяжения в виде конкреций с карбонатным цементом, которые возникли на постдиагенетических стадиях литогенеза. В это время удалению CO₂ способствует любое нарушение сплошности осадка, например – формирование зон трещиноватости, кливажных швов, разломов и микроскладок, перемешивание его роющими животными (моллюсками, червями, ракообразными и др.). В результате возникают рассеянные в осадке кристаллические карбонаты, либо их стяжения в виде конкреций.

Зона трещиноватости в туфопесчаниках, шириной около 6 м, выделяется изменением окраски пород до сиренево-синего и зелено-сиреневого. Можно предположить, что гидротермальные растворы, циркулировавшие по трещинам, вызвали минеральные превращения, что повлекло за собой изменение цвета породы. Например, красноватые оттенки придают породе соединения железа, хром меняет окраску на зеленую или фиолетовую, с оксидами марганца порода приобретает розовый или зеленоватый оттенок, а с магнием – черный, зеленый или серый цвет.

Точка 6. Новый Петропавловский карьер, верхний уступ. Дайка долеритов.

GPS: 44.897157°С, 34.140469°В

В южной стенке карьера вскрываются подушки пиллоу-лав андезибазальтового состава в перевернутом залегании. На туфопесчаниках и пиллоу-лавах с четко выраженным трансгрессивным залеганием практически горизонтально залегают породы нижнего мела (готерив-берриас). Отчетливая граница с резкой сменой пород характеризует угловое несогласие между среднеюрскими лавами и нижнемеловыми породами (рис. 7-2), которые представлены желтыми, желто-коричневыми песчанистыми толстоплитчатыми слоистыми



Рис. 7-1. Обнажение туфопесчаников на верхнем уступе нового Петропавловского карьера.

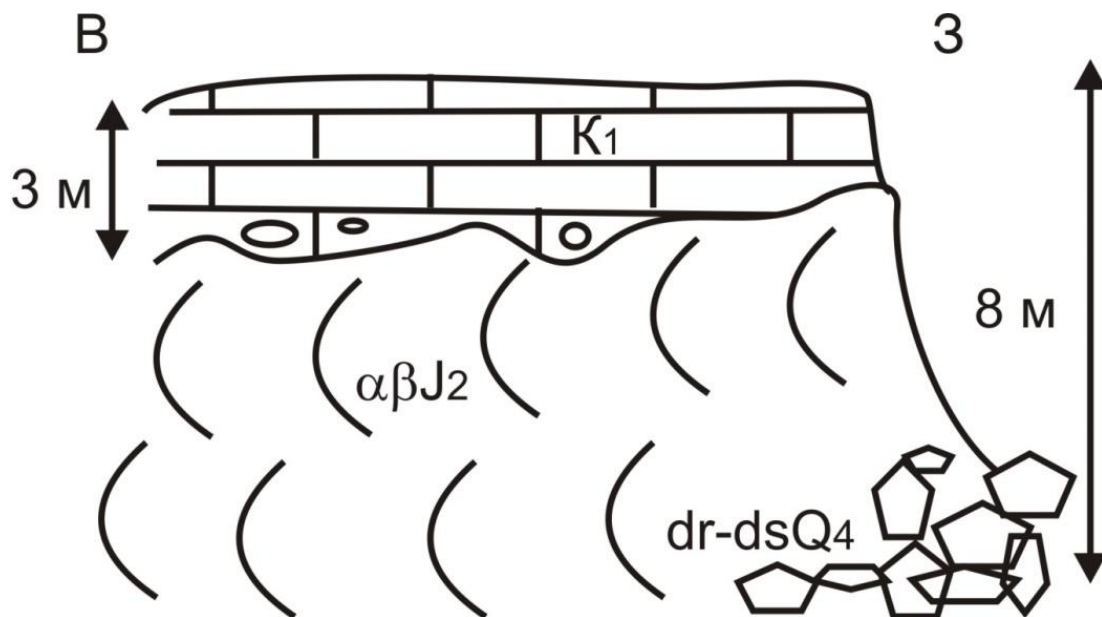


Рис. 7-2. Угловое несогласие между породами нижнего мела и пиллоу-лавами среднеюрского возраста на верхнем уступе нового Петропавловского карьера.

известняками с многочисленными органическими остатками; в основании слоя залегают базальные конгломераты с включениями юрских пород.

Вулканические извержения сопровождались внедрением многочисленных интрузий, в том числе даек габбро-долеритов (рис. 7-3). Для долеритов, имеющих размер зерен менее 1 мм, характерна своеобразная долеритовая мелко-полнокристаллическая структура с

вытянутыми кристаллами плагиоклаза, образующими как бы каркас, внутри которого находятся зерна пироксена.



Рис. 7-3. Дайка габбро-долеритов в южной стенке нового Петропавловского карьера.

ГЛАВА 8

Петропавловский карьер

Романовская Мария Александровна



Цель маршрута. Знакомство с эффузивными и субвулканическими породами байосского магматического комплекса, среднеюрскими вулканогенно-осадочными породами, отложениями нижнего мела, а также с геологической деятельностью человека.

Вводная часть. Петропавловский карьер (рис. 8-1) находится в 3-х км на юго-восток от г. Симферополя, на западной окраине села *Петропавловское* (GPS: 44°53'51.18"С, 34°9'11.88"В). Поворот с трассы Симферополь–Алушта направо, на указатель «Петропавловский карьер».



Рис. 8-1. Общий вид новой части Петропавловского карьера (Петропавловский..., 2018).

Магматические образования в Крыму имеют ограниченное распространение, они представлены эффузивными, пирокластическими и интрузивными породами. Наибольшая магматическая активность приходится на среднеюрскую эпоху, байосский век. Магматические образования, сформированные в это время, выделены в Крыму под названием байосского магматического комплекса. Петропавловский карьер, расположенный на севере Качинского поднятия, разрабатывает главным образом вулканогенные породы основного состава этого комплекса.

В 1883 году городской думой г. Симферополя был создан комитет по вопросам мощения улиц. Широко развитые в районе города известняки из-за своей низкой прочности были непригодны для этих целей. Поэтому близ города в местах выхода на поверхность более прочных диабазов были созданы каменоломни. Кстати, карьер Школьный представляет собой одну из этих первых каменоломен. Однако это месторождение быстро истощилось и не удовлетворяло надобности города в бутовом и строительном камне.

Поэтому неподалеку от села Петропавловское в 60-ых годах прошлого века был организован крупный карьер. В 80-ых годах при проведении взрывных работ был вскрыт уникальный поток подушечных лав. В 1984 году это обнажение было экскурсионным объектом для участников 27-го Международного геологического Конгресса, проходившего в Москве. С тех пор этот объект является геологическим памятником (рис. 8-2). Разработки в этой части карьера прекратились, а южнее стал разрабатываться так называемый Новый Петропавловский карьер, функционирующий по настоящее время.



Рис. 8-2. Подушечные лавы (пиллоу-лавы) в стенке Старого Петропавловского карьера (фото Д. Ушновой).

В Петропавловском карьере вскрыты (с северо-запада на юго-восток): (1) в верхних уступах – существенно кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты флишоидной толщи эскиординской свиты; (2) флишоидная вулканогенно-терригенная толща средней юры; (3) зона тектонического меланжа, перекрытая (4) карбонатно-терригенной толщей нижнего мела; в средних и нижних уступах вскрываются (5) среднеюрские байосские вулканиты, в юго-восточной части устанавливаются субвулканические тела долеритов также байосского комплекса. Мощность вулканогенной толщи средней юры составляет около 250 м.

Точка 1. Верхний уступ Старого Петропавловского карьера.

GPS: 44°54'08.1"C, 34°08'40.0"B

В западной части Старого Петропавловского карьера, в самом верхнем уступе, в стенке дробильной камеры над дробильной установкой находится искусственное обнажение рыжевато-бежевой грубо слоистой толщи (рис. 8-3). Слои залегают практически



Рис. 8-3. Обнажение крутозалегающего слоя песчаников эскиоридинской свиты. Старый Петропавловский карьер, верхний уступ (фото О. Артемова).

вертикально с углами падения 82-85°, аз. пд. ЮЗ 260. Толща сложена терригенными породами, от грубообломочных – конгломератов и гравелитов, до средне- и мелкообломочных - песчаников и алевролитов. Мощность прослоев конгломератов до 1,5, гравелитов до 0,5 м, песчаников и алевролитов до 30 см. Породы очень плотные. Иногда в прослоях гравелитов проявлена градационная слоистость. В обломочной части присутствует галька (до 5 см) и гравий (0,5 – 2 см) главным образом кварцевого состава. Окатанность обломков хорошая. Цемент существенно кварцевый. Песчаники и алевролиты также сложены, главным образом, кварцевыми частицами; кроме этого, присутствует белый минерал, скорее всего полевой шпат. Это типично аркозовые песчаники. Видимая мощность описанной толщи составляет порядка 6-8 м.

По-видимому, эта толща представляет собой, так называемый, *флишиоид*, выделяемый в Крыму под названием эскиоридинской свиты, которая образовывалась синхронно или почти синхронно с флишем таврической серии, но в более приближенной к источнику сноса обстановке (проксимальный флиш). Отложения эскиоридинской свиты образуют, в целом, трансгрессивный цикл осадконакопления (Чернов, 1981).

Точка 2. Дробилка.

GPS: 44°54'05.4"C, 34°08'42.5"B

При продвижении вниз по Старому Петропавловскому карьере попадаем в дробильный цех под открытым небом (рис. 8-4). Горная порода засыпается в дробилку из дробильной камеры, расположенной выше, в районе точки 1. Затем раздробленный материал попадает на серию сит, которые разделяют его по классам. От каждого сита идет транспортерная лента, доставляющая щебень определенной размерности к местам загрузки грузовиков. Можно предложить студентам определить, какие породы и какова размерность



Рис. 8-4. Дробилка и дробильный цех в верхней части Старого Петропавловского карьера (верхнее фото Д. Ушновой, нижнее фото В.М. Назаровой).

обломков в разных отвалах. Здесь присутствуют не только породы, разрабатываемые Петропавловским карьером, но и породы, привозимые с других крымских месторождений строительного камня. Однозначно определяются обломки мраморизованного известняка из карьера Мраморный у подножия горы Чатырдаг.

Точка 3. Дно Старого Петропавловского карьера.

GPS: 44°54'00.5"С, 34°08'48.3"В

В Старом Петропавловском карьере, в его западной части, вскрыта залегающая практически вертикально неяснослоистая толща вулканитов байосского магматического комплекса Крыма. Видимая мощность обнажения составляет 70-80 м. Это обнажение

является геологическим памятником. Вулканиты представлены подушечными лавами, пиллоу-лавами (рис. 8-5), основного состава, главным образом андезибазальтами.



Рис. 8-5. Фрагмент обнажения пиллоу-лав в Старом Петропавловском карьере (фото А. Приходько).

Подушки, размером от нескольких см до полутора метров в диаметре, имеют асимметричное строение – одна сторона более выпуклая и округлая, чем другая. Такая форма позволяет восстановить первичное залегание подушек и потоков пиллоу-лав в целом. Вся толща имеет темно-серый и темно-зелено-серый цвет. Внешняя поверхность подушек трещиноватая, неровная, часто несет следы закалки - результат извержения раскаленной лавы в подводных условиях. Иногда на поверхности лав или в межподушечном пространстве отмечаются мелкие обломки сильно измененного темно-зеленого вулканического стекла – гиалокластиты, образовавшиеся в результате быстрого остывания и растрескивания краевой части лавовой подушки при извержении ее в холодную воду. Гиалокластиты представляют собой остроугольные мелкощепнистые обломки имеющие, как правило, скорлуповатую выпукло-вогнутую форму.

В самих подушках отмечается зональное строение: их внешняя часть имеет практически нераскристаллизованную структуру, тогда как более внутренние зоны имеют отчетливо порфиоровое строение. Вкрапленники представлены очень мелкими (доли мм) табличками плагиоклаза, согласно Э.М. Спиридонову (1990) – авгитом. Во внешней растрескавшейся зоне подушек и среди гиалокластитов часты прожилки кальцита и арагонита, барита, реже – цеолитов (анальцим, гейландит) (Петропавловский..., 2018). В толще лав, особенно по трещинам, широко развит минерал *селадонит*³. Наличие цеолитов и

³ *Селадонит* – силикат, минерал из семейства слюд, серия мусковита, обычно замещает первичные магнезиальные силикаты в изменённых средних и основных

селадонита говорит о низкотемпературном метаморфическом преобразовании пиллоу-лав в условиях цеолитовой фации.

В межподушечном пространстве часто устанавливаются прослой и небольшие линзочки аргиллитов, мощностью до нескольких см (рис. 8-6). Аргиллиты сильно рассланцованы, имеют своеобразный темный зеленовато-серый цвет, что, по-видимому, говорит о воздействии на них процессов контактового метаморфизма, ороговикования, проявившегося при излиянии лав в подводных условиях на илесто-глинистую поверхность дна. Максимальная мощность линз и прослоев аргиллитов составляет 25 см.



Рис. 8-6. Линзовидный прослой рассланцованного аргиллита (около 10 см по длинной оси) в межподушечном пространстве. Старый Петропавловский карьер (фото М.А. Романовской).

Точка 4.

GPS: 44°54'00.9"C, 34°08'47.8"B

В западной части обнажения пиллоу-лав устанавливается разрывное нарушение, отчетливо фиксирующееся по зеркалу скольжения (рис. 8-7). Размер видимой поверхности сместителя составляет 6x8 м, поверхность несет следы притирания (полировки), а также борозды, позволяющие установить направление движения по разлому.

Точка 5.

GPS: 44°53'59.6"C, 34°08'50.3"B

При продвижении на юг по дороге в основании первого уступа Старого Петропавловского карьера наблюдаем смену пиллоу-лав более массивными, без четкого подушечного строения, лавовыми потоками. Примерно в 50 метрах от предыдущей точки

вулканических породах, где образуется в результате воздействия процессов регионального метаморфизма (цеолитовая стадия). Образует псевдоморфозы по эгирину, сложенные зеленовато-голубым тонкочешуйчатым агрегатом (Семенов, 1959).

находится уникальное обнажение подушечных лав (рис. 8-2, рис. 8-8), охраняемое государством. Здесь мы наблюдаем поверхность подошвы слоя пиллоу-лав, на которой



Рис. 8-7. Зеркало скольжения в толще пиллоу-лав в западной части Старого Петропавловского карьера (фото Д. Ушной).



Рис. 8-8. Подушечные лавы в Старом Петропавловском карьере (фото М.А. Романовской).

видны системы и направления отдельных потоков (Спиридонов, 1990). Наличие относительно мощного (30 см) прослоя аргиллитов (рис. 8-9) в основании этого лавового потока свидетельствует о формировании лав в подводных глубоководных условиях.

Тут можно обратить внимание студентов на факты проявления тектоники, которые мы неоднократно наблюдаем. Как уже говорилось, вулканогенная толща залегает практически вертикально, что определяется по форме и залеганию отдельных подушек, углы



Рис. 8-9. Прослой аргиллитов в основании потока подушечных лав (фото Д. Ушной).

падения лавовых потоков $82-85^\circ$. Свидетельством тектонических движений может служить описанное выше зеркало скольжения.

Также фрагменты зеркал скольжения наблюдаются на стенках многочисленных трещин, разбивающих вулканогенную толщу на отдельные блоки. Кроме того, в описываемой толще лав в Старом Петропавловском карьере наблюдается целый ряд разрывных нарушений (рис. 8-10).



Рис. 8-10. Разрывные нарушения в толще пиллоу-лав в Старом Петропавловском карьере (фото Д. Ушной).

Точка 6. Верхний уступ Нового Петропавловского карьера.

GPS: 44°54'01.1"C, 34°08'31.2"B

Далее, продвигаясь в южном направлении, попадаем в Новый Петропавловский карьер. В его верхнем уступе обнажается толща, сложенная валунным конгломератом (рис. 8-11). Видимая мощность толщи 6-8 м, длина обнажения около 100 м. Обломочная часть представлена гальками и валунами описанных выше лав и крупными глыбами известняков. Размер лавовых валунов от нескольких десятков см до 1,5 м. Степень окатанности валунов хорошая. Глыбы известняков достигают нескольких метров. Известняк розовато-серого цвета, довольно плотной текстуры, пелитоморфной или скрытокристаллической структуры. Такие грубообломочные отложения называют иногда *диким флишем*⁴.



Рис. 8-11. Валунные конгломераты нижнего мела в верхнем уступе Нового Петропавловского карьера (фото О. Артемова).

Матрикс конгломерата, или субстрат, в котором находятся обломки, неплотный, желтоватого цвета, карбонатно-песчанистого состава. В этом матриксе присутствуют обильные ископаемые остатки: кораллы, морские ежи, двустворчатые моллюски, аммониты, гастроподы, членики стеблей морских лилий. Присутствие в обломочной части валунов и галек лав свидетельствует о том, что описанные выше байосские пиллоу-лавы подвергались размыву, что говорит о более молодом возрасте конгломератов и о том, что сами конгломераты, по-видимому, представляют собой базальный горизонт нового этапа

⁴ *Флиш дикий* [англ. – *wildflysch*] — прикордильерные грубообломочные и подводнооползневые образования («горизонты с включениями» и др.), в которые переходит флиш (или грубый флиш), примыкая к Кордильере.

осадконакопления. Определение возраста по палеонтологическим данным указывает на раннемеловой, берриас-готеривский возраст этих отложений. Интересным является факт, что возраст розовато-серых известняковых глыб, определенный по содержащимся в них ископаемым остаткам, соответствует триасу (Муратов, 1960). Этот факт явился основанием для отнесения этих блоков к *олистолитам*, а всей вмещающей их толщи – к *олистостроме*⁵.

Точка 7. Верхний уступ Нового Петропавловского карьера.

GPS: 44°53'56.0"C, 34°08'24.9"B

Продвигаясь в южном направлении, в основании первого уступа Нового Петропавловского карьера наблюдаем обнажение слоистой толщи зеленовато-желтого цвета. Видимая мощность толщи в этом обнажении порядка 10 м. Толща находится в моноклинальном залегании, угол падения порядка 42-45°. Толща сложена переслаивающимися туфопесчаниками и туфоалевролитами, мощность слоев 10-20 см. Песчаники и алевролиты обладают характерным табачным оттенком, что, по-видимому, свидетельствует о присутствии в породах туфогенного, пеплового материала. В породах установлено наличие мелкого (несколько мм) растительного детрита. По-видимому, это туфогенно-осадочные породы байосского возраста, аналогичные изученным нами в долине реки Бельбек. Породы содержат шарообразные стяжения в виде конкреций диаметром 1-2 см.

Здесь же установлена зона разлома, фиксируемая по изменению цвета пород и их раздробленности. Ширина зоны разлома составляет 6-8 м. Породы в зоне интенсивно тектонизированы и перетерты (по-существу, это уже милонит), они приобрели сиреневатый оттенок, что, видимо, связано с их гематитизацией (рис. 8-12). По-видимому, гидротермальные растворы, циркулировавшие по зоне повышенной проницаемости, изменили состав минералов, окислили содержащиеся в них металлы. Оксиды железа, хрома и марганца придали породам красноватый, сиреневый и розоватый оттенок (Спиридонов, 1990).

В этой точке можно наблюдать границу олистостромовой нижнемеловой толщи со среднеюрскими туфогенно-осадочными отложениями. Граница неровная, с «заливами» и «карманами» глубиной до 1,5 м. Налицо яркий пример углового несогласия. Стоит отметить, что нижнемеловая толща перекрывает, «запечатывает» описанное выше разрывное нарушение, т.е. зона разлома в нижнемеловых отложениях не прослеживается.

⁵ *Олистострома (от греч. olisthos - скользкость, неустойчивость и stroma - подстилка, покрывало - хаотически нагромождённые скопления переотложенных неотсортированных обломков разл.) — хаотические скопления переотложенных неотсортированных обломков (олистолитов) г. п. объемом от нескольких см³ до тысячи м³, сцементированных тонкозернистой массой (пелитовой и псаммоалевритовой). Олистострома — результат оползней либо переотложения подводными грязевыми потоками более древнего осадочного материала; обычно разделяются нормальными слоистыми осадками, представляющими продукты мутьевого потока, вызванного оползнем. Образование олистостром связано с активными тект. движениями, вызывающими отрыв крупных блоков п. с последующим их скольжением по склону и дну бассейна (Геологический словарь, 1978).*

Тут уместно вспомнить построение учебного разреза в курсе практических занятий. Там была схожая ситуация – разлом «запечатывался» меловыми отложениями.



Рис. 8-12. Сиреневатая зона разлома (внизу), «запечатанная» рыжецветными нижнемеловыми отложениями (вверху) (фото О. Артемова).

Точка 8. Южная стенка верхнего уступа Нового Петропавловского карьера.

GPS: 44°53'51.5"C, 34°08'22.9"B

20 метрами южнее точки 7 в первом уступе карьера снова обнажаются пиллоу-лавы, среди которых устанавливается дайка долеритов (рис. 8-13) – гигабиссальной разновидности основных пород со специфической долеритовой структурой. Породы темно-серые, плотные. На них есть дырочки от взятия проб на петро-палеомагнитные исследования. Мощность дайки составляет порядка 1 м. При детальном рассмотрении можно заметить, что в строении дайки выделяются две параллельно тянущиеся зоны, немного отличающиеся по цвету и имеющие зоны закалки. Дайка в дайке?



Рис. 8-13. Дайка долеритов в верхнем уступе Нового Петропавловского карьера (фото М. Масло).

Бельбек – Новоульяновка



Мышенкова Мария Сергеевна, Брянцева Галина Владимировна

Цель маршрута: изучение толщ Второй гряды Крымских гор и Южного межгрядового понижения (депрессии), вскрываемых р. Бельбек в ее среднем течении; изучение геологической деятельности рек и временных водных потоков.

Как добраться: от базы следует проехать до Симферопольского шоссе, по которому двигаться до 38 км. Затем следует повернуть налево на шоссе, которое идет на Ялту. Проехав по нему 8 км попадаем в с. Танковое, где и начинается маршрут (рис. 9-1).



Рис. 9-1. Схема маршрута в долине р. Бельбек и расположение точек наблюдения.

Общие сведения о маршруте.

Река Бельбек, как и другие реки юго-западного Крыма берет свое начало на северо-западных склонах Первой (Главной) гряды гор между массивами Бойка и Ай-Петри. Ее главный исток – ручей Кучук-Озенбаш берет начало из карстового источника Тюллюк расположенного вблизи села Многоречье (Кучук-Озенбаш), а в селе Счастливое (Биюк-Озенбаш), ручей Кучук-Озенбаш, сливаясь с небольшими речками Биюк-Узенбаш и Манাগорта, образует реку Бельбек, которая пересекает Вторую и Третью гряды гор, Южную и Северную депрессии и впадает в Черное море на западе Крымского полуострова в районе Каламитского залива недалеко от с. Любимовка, чуть севернее Севастопольской бухты.

Хоть это и не самая длинная река Крыма, ее длина составляет всего 63 км, но зато самая полноводная. Она никогда не пересыхает. Бельбек имеет 4 притока: Коккозка, исток которой находится в Большом Каньоне Крыма, Суаткана, Быстрянка, Кокче-Чокрака. В верховьях река имеет V-образный поперечный профиль, где преобладает донная эрозия. Вниз по течению в Южном межгрядовом понижении долина расширяется. Здесь можно наблюдать несколько хорошо сохранившихся террас.

Точка 1. Несколько сотен метров к север-северо-западу от с. Танковое, правый борт р. Бельбек.

GPS: 44°39'47"C, 33°47'30"B

Точка наблюдения расположена на площадке третьей надпойменной террасы р. Бельбек на ее правом борту. К юго-востоку открывается вид на долину р. Бельбек и прорезаемую ею Вторую гряду Крымских гор. Здесь можно наблюдать знаменитые крымские куэсты (исп. *cuesta* - откос, склон горы), которые очень хорошо выражены в Крыму именно в пределах Второй гряды гор. Они представляют собой асимметричные гряды с одним крутым, а другим пологим склонами. Их образование связано с наличием довольно плотных моноклинально залегающих пород, бронирующих пологий склон гряды и препятствующих его разрушению. Формирование крутого склона часто связано с разрывным нарушением, по которому происходит эрозия и денудация пород. Подстилающие породы, образующие подножье куэсты, обычно бывают более мягкими и податливыми к выветриванию.

На левом борту долины можно наблюдать две куэсты, относящиеся ко Второй гряде гор. Первая куэста бронируется плотными палеоценовыми известняками датско-зеландского возраста (P_{1d-sl}), падающими на северо-запад под углом 8-10°. В ее основании залегают мергели верхнего мела. Выше залегают танетские мергели палеоцена (P_{1t}), которые с угловым несогласием перекрыты ипрскими глинами эоцена (P_{2i}). Последние бронируются лютетскими нуммулитовыми известняками эоцена (P_{2l}), которые сохранились на левом борту долины в виде эрозионных останцов. Бронирующая поверхность – кровля эоценовой толщи, падает на северо-запад под заметно более пологим углом 5°, однако поверхность углового несогласия, проходящая между танетскими мергелями (P_{1t}) и ипрскими глинами (P_{2i}), не видна, поскольку склоны перекрыты обвальными-осыпными отложениями и залесены (рис. 9-2).



Рис. 9-2. Палеогеновые куэсты на левом борту долины р. Бельбек в районе с. Танковое (фото М.С. Мышенковой).

Долина р. Бельбек в данном месте имеет асимметричное строение. Русло реки смещено к левому борту, поэтому первая надпойменная терраса в настоящее время целиком расположена на правом борту долины. Это – первая, или садовая терраса, высотой около 5 м и шириной примерно 750 м (рис. 9-3).

Вторая (красноселовская) надпойменная терраса в долине плохо выражена и имеет высоту около 12-15 м. Третья, или судакская надпойменная терраса имеет ширину около 50-70 м, высоту – 30-35 м. Терраса эрозионно-аккумулятивная. В ее цоколе обнажены лютетские (Р₂1) известняки светло-серого, иногда желтоватого цвета, биоморфные, плотные, массивные с многочисленными включениями нуммулитов и двустворчатых моллюсков, поэтому данные породы эоценового возраста часто называют *нуммулитовыми известняками*. На поверхности террасы встречаются многочисленные гальки разного размера и плохой окатанности. Галька известняков верхней юры преимущественно имеет размер 4-7 см. На левом борту хорошо видны вторая и третья надпойменные террасы реки (рис. 9-4).



Рис. 9-3. Поверхность первой (садовой) террасы на правом борту долины р. Бельбек в районе с. Танковое. На заднем плане, на левом берегу долины, видна лютетская куэста палеогена (фото Е.Семеновой).

Согласно классификации У. Девиса для долин рек, протекающих в условиях моноклинальных структур, выделяются консеквентные, субсеквентные, ресеквентные и обсеквентные долины.

Консеквентной называется долина реки, направление которой соответствует уклону поверхности, часто совпадающему с падением пластов горных пород, а *субсеквентной* – долина притока реки, протекающей в консеквентной долине и часто совпадающая с простираем моноκлинально залегающих пластов. Ресеквентная и обсеквентная долины – это долины второго порядка. *Ресеквентной* называется долина притока консеквентной реки,

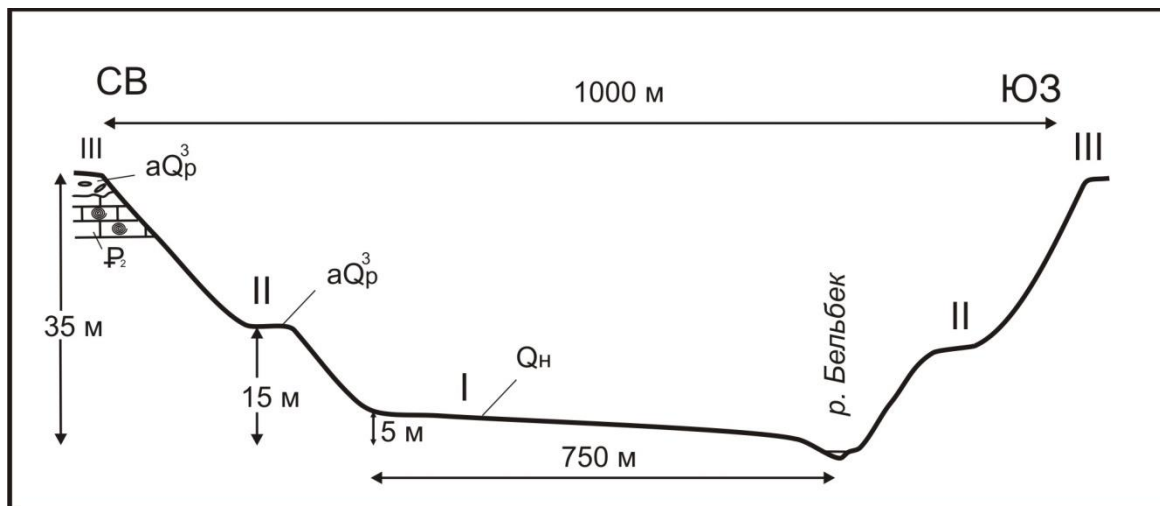


Рис. 9-4. Поперечный разрез долины р. Бельбек в районе с. Танковое.

повторяющая направление ее течения, а *обсеквентной* называется долина, представляющая собой небольшой приток субсеквентной реки, текущий в долине, направленной противоположно течению консеквентной реки, т.е. в обратном направлении по отношению к падению геологических пластов (Геологический словарь, 1978).

Поскольку р. Бельбек прорезает мел-палеоценовые отложения по падению пластов и является главной долиной, то ее на данном участке можно назвать консеквентной.

На участке сёл Танковое – Б. Садовое река пересекает верхнемеловые мергели, которые бронированы датско-зеландскими крепкими известняками, формирующими отвесные приречные обрывы. В данном месте в своем поперечном сечении долина р. Бельбек имеет суженную ящикообразную форму и образует ущелье «Бельбекские ворота», ширина которого составляет всего 300 м, а глубина – 160 м (рис. 9-5). Контакт между породами палеоцена и верхнего мела можно увидеть в гроте Сюрень-I, который расположен ниже по течению р. Бельбек на ее правом борту.

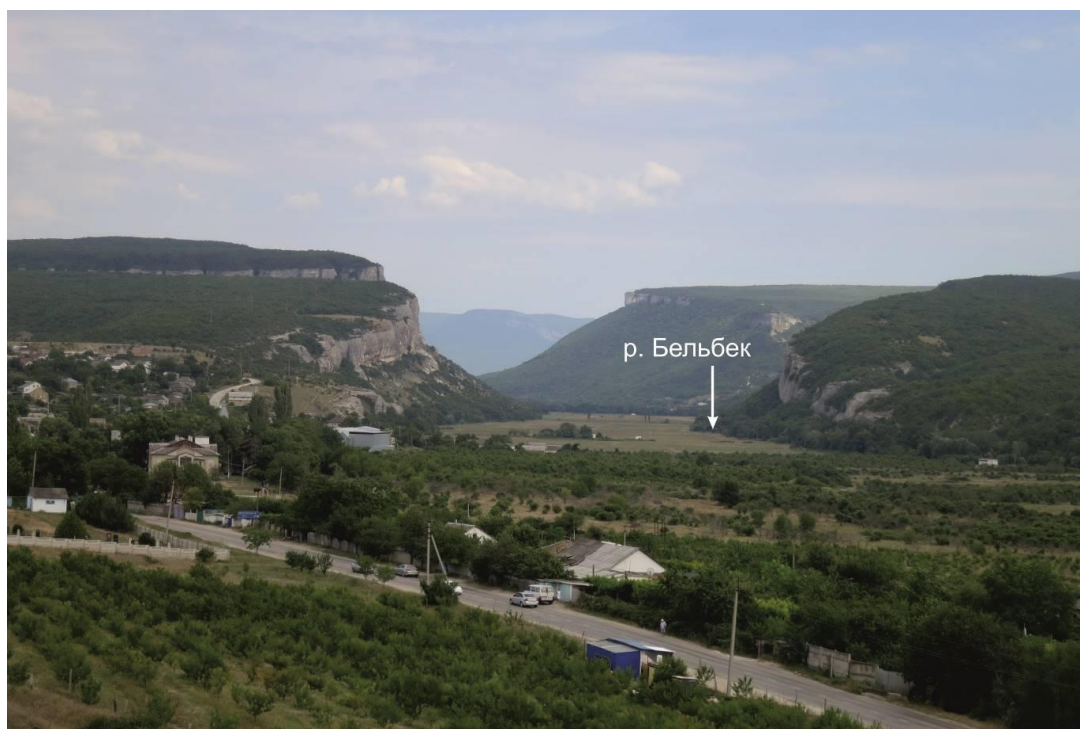


Рис. 9-5. Бельбекские ворота. Вид от с. Танковое (фото М.С. Мышенковой).

Точка 2. Грот Сюрень-I, расположенный на окраине с. Танковое на правом борту долины реки Бельбек.

GPS: 44°39'6.07"C, 33°48'55"B

Точка наблюдения расположена на правом борту р. Бельбек, там, где река прорезала палеоценовую бронирующую поверхность. Здесь долина резко сужается, ее склоны, сложенные верхнемеловыми и палеогеновыми породами, становятся обрывистыми. В этом месте открыты три грота Сюрень-I, Сюрень-II и Сюрень-III, которые были образованы в результате выветривания и боковой эрозии реки. В этих гротах находились стоянки древнего человека – кроманьонца. Наибольший интерес представляет собой грот Сюрень-I (Биюк-Сюрень-Кобалары), расположенный непосредственно около шоссе Ялта-Симферополь в восточном борту Бельбекского ущелья и имеющий длину более 40 м, глубину 15 м, высоту около 9-10 м (рис. 9-6). Стоянка человека в нём определена археологами как средне- и верхнепалеолитическая: они предполагают заселение навеса в каменном веке от 32.0 до 10.8 тыс. лет назад. В гроте Сюрень-I были найдены кости различных животных, в том числе северного оленя и песца, что свидетельствует о холодном климате в это время. Стены и свод грота покрыты золой. С геологической точки зрения в данном гроте можно наблюдать контакт мелководно-морских белых и желтоватых мягких мшанково-криноидных известняков датского яруса палеоцена (P_{1d}) и подстилающих верхнемеловых пород, которые в районе Бельбека достигают значительной мощности. Здесь они представлены комплексом глинисто-карбонатных пород (мергелей) и являются результатом позднемеловой трансгрессии.



Рис. 9-6. Грот Сюрень-I в долине р.Бельбек у с.Танковое.

Точка 3. Слияние р. Коккозки и р. Бельбек у с. Аромат.

GPS: 44°34'48.14"C, 33°56'10.05"B

Точка наблюдения находится непосредственно у русла р. Бельбек в месте впадения в нее р. Коккозки, которая является ее левым притоком. В нескольких метрах ниже по

течению от места слияния рек русло раздваивается на рукава, между которыми расположен небольшой остров длиной ~ 40 м и шириной до 18 м, на котором можно изучить и отобрать русловой аллювий. На правом борту р. Бельбек непосредственно у русла наблюдается уступ первой надпойменной террасы эрозионно-аккумулятивного типа. В нижней части уступа обнажаются породы таврической серии (T_3-J_1tv), падающие на северо-запад под углом 40° и представленные разноритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В мелкозернистых песчаниках мощностью до 20 см наблюдается конволютная слоистость и биоглифы на подошве прослоев. Тонкозернистые алевролиты характеризуются горизонтальной слоистостью, они образуют прослои мощностью до 5-7 см, а мощность прослоев темно-серых аргиллитов с тонкой плитчатой отдельностью составляет от 10 до 35 см. Эти прослои с большой долей вероятности включают в себя самые тонкие отложения турбидного потока (снизу) и фоновые осадки бассейна седиментации (сверху). В толще также наблюдаются редкие прослои сидеритов мощностью около 4 см. Породы таврической серии карбонатизированы: в песчаниках и алевролитах наблюдаются трещины, выполненные кальцитом, а также кальцитовые корки на поверхностях напластования. В верхней части уступа породы таврической серии по неровной поверхности размыва перекрыты аллювиальными супесями с галькой и редкими валунами (aQ_n) мощностью 1-1,5 м. Валун и галька представлены преимущественно полуокатанными обломками верхнеюрских известняков размером от 1-2 до 30 см. Достаточная большая высота первой надпойменной террасы, достигающая здесь 4-5 м, возможно, обусловлена новейшими тектоническими движениями (рис. 9-7).



Рис. 9-7. Первая (возможно, вторая) эрозионно-аккумулятивная терраса р. Бельбек в районе с. Аромат (фото М.С. Мышенковой).

Точка 4. У автомобильного моста через р. Бельбек между селами Плотинное и Зелёное, левый борт р. Бельбек.

GPS: 44°35'23"C, 33°58'53.64"B

Между сёлами Плотинное и Зелёное долина р. Бельбек имеет асимметричное строение. У автомобильного моста можно спуститься к руслу р. Бельбек, ширина которого в июне в сухие сезоны обычно составляет 1.3-2.0 м, а глубина – до 0.2 м (рис. 9-8).

Низкая пойма выражена фрагментарно на обоих бортах реки, ее ширина в самом широком месте достигает 5.5 м. Высота низкой поймы над урезом воды составляет 0.1-0.2 м. Низкая пойма сложена плохо сортированной слабо и полуокатанной галькой (aQ_H) размером до 13-15 см, представленной обломками верхнеюрских известняков и среднеюрских песчаников. Ширина высокой поймы, присутствующей на правом борту, достигает 2 м, высота – 0.7 м.



Рис. 9-8. Русло и пойма р. Бельбек у автомобильного моста между сс. Плотинное и Зелёное (фото С. Летуновской).

В уступе первой надпойменной террасы на левом борту наблюдаются коренные выходы среднеюрских песчаников (J_2) зелено-серых, среднезернистых, плотных, массивных, вулканомиктовых, с глинистым цементом. Также здесь наблюдается речная окатанная галька, т.о. терраса является эрозионно-аккумулятивной. Речная галька (aQ_H) представлена в среднем уплощенными полуокатанными обломками верхнеюрских известняков и среднеюрских песчаников размером от 0,7 до 8 см. Высота первой надпойменной террасы над урезом воды составляет ~ 3 м, ширина ~ 100 м.

Вторая надпойменная терраса на левом борту также является эрозионно-аккумулятивной, т.к. в уступе обнажаются среднеюрские вулканомиктовые песчаники, а на площадке террасы присутствует речная галька. Здесь на поверхностях напластования

песчаников можно обнаружить углефицированные (черные) и достаточно хорошо сохранившиеся растительные остатки. Высота террасы составляет 10 м, ширина ~ 40 м.

С площадки второй надпойменной террасы в юго-юго-восточном направлении на левом борту в рельефе можно проследить уровни третьей и четвертой надпойменных террас, высота которых составляет 25 м и 40 м соответственно.

Точка 5. Около 180 м к северо-западу от автомобильного моста через р. Бельбек между селами Плотинное и Зелёное, склон пятой надпойменной террасы на правом борту р. Бельбек.

GPS: 44°35'25.11"C, 33°58'44.73"B

На правом борту р. Бельбек сохранилась лишь первая и пятая надпойменные террасы. Ширина первой надпойменной террасы на данном борту также составляет ~ 100 м (рис. 9-9). Здесь в уступе пятой надпойменной террасы расположены хорошие обнажения толщи среднеюрских пород (J_2), падающей на запад под углом 20° . Толща представлена переслаиванием среднезернистых и мелкозернистых зелено-серых вулканомиктовых песчаников (рис. 9-10, а). Среднезернистые и мелкозернистые песчаники в обнажении характеризуются плитчатой и мелкой плитчатой отдельностью соответственно. В мелкозернистых песчаниках наблюдаются уплощенные глинистые конкреции размером в среднем 1,5 см в поперечнике. На поверхностях напластования песчаников содержатся углефицированные (черные) и достаточно хорошо сохранившиеся растительные остатки (рис. 9-10, б); здесь можно обнаружить редкие мелкие фрагменты листьев папоротника.

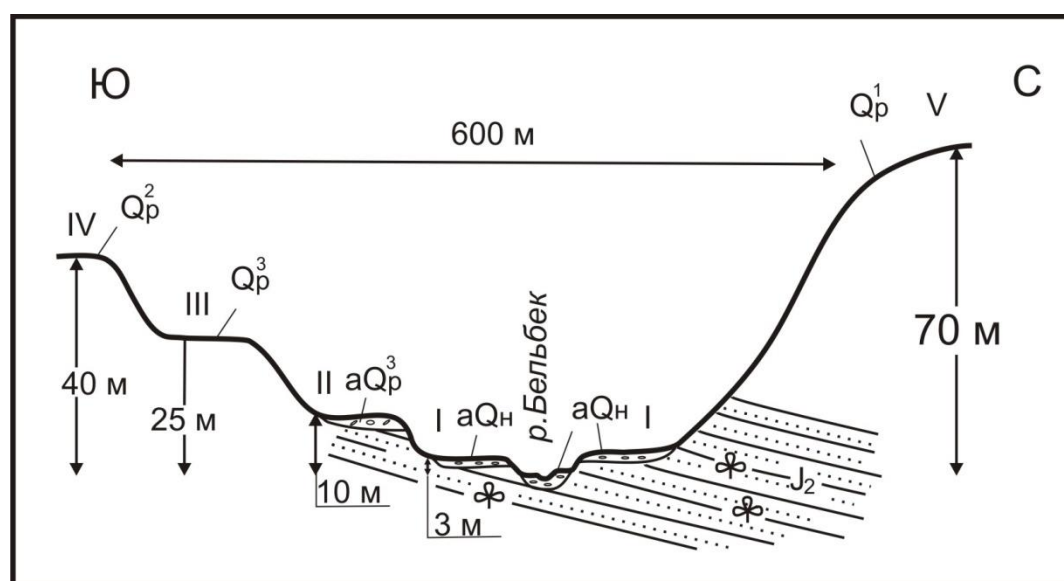


Рис. 9-9. Поперечный профиль через долину р. Бельбек в районе с. Плотинное.

Вскрытая в верховьях р. Бельбек толща вулканомиктовых песчаников средней юры датируется байосским веком. Эта толща входит в состав бешуйской свиты, с которой связана основная угленосность Крыма (Вергельская, Кичка, 2013). К северо-востоку, в центре Качинского антиклинального поднятия расположено Бешуйское месторождение углей. «Бешуйские копи» интенсивно эксплуатировались во время Гражданской войны и в советское время в период с 1920 по 1940 г. и с 1945 по 1950 г. В районе Бешуйского



Рис. 9-10. Вулканомиктовые песчаники средней юры, вскрываемые р. Бельбек в ее верхнем течении: (а) – коренные выходы песчаников в склоне 5 надпойменной террасы р. Бельбек между сс. Плотинное и Зелёное (фото С.Летуновской), (б) – растительные остатки на поверхностях напластования (фото М.С. Мышенковой).

месторождения разведочными работами были выявлены 4 пласта угля, два верхних из которых отличаются многоспачечным строением и достигают рабочей мощности. Полезная мощность угольных пачек основного на месторождении пласта «Биюк» составляет от 0.60 до 1.83 м. Угли Бешуйского месторождения относятся к каменным углям низкой стадии метаморфизма, они использовались местной промышленностью Крыма, однако в настоящее время не имеют промышленного значения ввиду их низкого качества (Вергельская, Кичка, 2013).

Точка 6. Западная окраина села Новоульяновка, в 300 м к востоку от дамбы Новоульяновского водохранилища.

GPS: 44°36'22.27"C, 33°51'42.33"B

К востоку от Новоульяновского водохранилища обнажены коренные выходы толщи глинистых известняков верхнего мела (рис. 9-11), на которых налегает шлейф пролювиально-делювиальных отложений. Толща глинистых известняков туронского яруса (K_{2t}) падает на северо-запад под углом 12°. Глинистые известняки светло-серые, пелитоморфные, плотные, массивные. В толще также наблюдаются прослои глинистых известняков мощностью 1-2 см с тонкой плитчатой отдельностью, вероятно, в них содержится больше глинистой составляющей. В нижней части склона, в осыпи также видны светло-серые кремни, которые, вероятнее всего, являются диагенетическими.



Рис. 9-11. Обнажение глинистых известняков верхнего мела туронского яруса на окраине с. Новоульяновка (фото С. Летуновской).

Шлейф пролювиально-делювиальных отложений (Q), налегающий на глинистые известняки турона и достигающий в нижней части склона 5-6 м мощности, имеет двучленное строение. Первый, нижний слой сложен уплотненной щебенкой глинистых известняков размером до 10 см (в среднем 6-7 см), ориентированной параллельно склону. Размер щебенки постепенно уменьшается вверх по разрезу до 1.5-2.0 см. В верхах этого слоя щебенка ожелезнена, характеризуется более изометричной формой и мелкими размерами в среднем 1.5-2.0 см, однако и здесь встречены достаточно крупные обломки. Мощность данного слоя достигает 3.0-3.5 м. Выше слой щебня перекрывается дресвяно-щебеночной брекчией белой, пористой, массивной, со слабым известково-глинистым цементом. Мощность данного слоя в нижней части склона достигает 2.0-2.5 м. Слоистость, параллельная склону, характерна для делювиальных конусов выноса, однако большой размер обломков указывает на то, что в формировании данного шлейфа принимали участие временные водные потоки. Таким образом, можно предположить пролювиально-делювиальный генезис отложений данного шлейфа (рис. 9-12). Шлейф дешифрируется на космоснимках вдоль нижней части стенки выходов глинистых известняков и протягивается вдоль склона в северо-восточном направлении на 1.5 км.

Гипсометрически выше, на уровне водохранилища вскрываются мергели коньякского (K_{2k}) и сантонского (K_{2st}) ярусов верхнего мела, представленные плотными светло-серыми и белыми мелкокристаллическими (пелиморфными) известняками. Важной особенностью карбонатных пород является их высокая растворимость, что способствует значительному уплотнению породы под давлением. Процесс растворения начинается уже при диагенезе, и продолжится на начальных этапах катагенеза, но обычно уже в литифицированной, т.е. твердой породе. При этом в результате давления вышележащей толщи и избирательного



Рис. 9-12. Шлейф пролювиально-делювиальных отложений на окраине с. Новоульяновка (фото Е. Семеновой).

растворения минеральных веществ в неоднородной по составу породе образуются очень извилистые, часто зазубренные зоны растворения, так называемые *стилолитовые швы*. Вдоль поверхности шва образуется глинистая примазка. Размеры выступов стилолитов измеряются несколькими миллиметрами, иногда «зубчики» достигают размера 1 см. Процесс растворения карбонатных пород обычно протекает под литостатическим давлением перекрывающих отложений, т.е. давление направлено перпендикулярно слоистости пород. Однако этот процесс может протекать и под воздействием бокового давления, что связано с тектоническими нарушениями. Положение стилолитовых швов указывает на направление сжатия, которому всегда отвечают оси конических зубчиков. Поскольку в мергелях верхнего мела в точке наблюдения наблюдаются стилолитовые швы как горизонтальные, так и вертикальные, можно предположить, что в их образовании участвовали два процесса – при давлении вышележащих пород образовались стилолитовые швы параллельные слоистости, а в результате тектонических напряжений возникли вертикально расположенные швы (рис. 9-13).

Точка 7. 1,5 км от пос. Куйбышево вверх по течению реки, правый борт долины р. Бельбек, правый борт лога Кабаньего.

GPS: 44°37'46"C, 33°52'55"B

Если позволяет время, то можно проехать к обнажению пород нижнего мела в Кабаньем логу, которое является уникальным геологическим объектом Крыма, поскольку представляет собой наиболее полный разрез берриасского яруса нижнего мела (K_1b) в юго-западном Крыму, который характеризуется развитием преимущественно мелководных



Рис. 9-13. Вертикальные стилолитовые швы в мергелях у Новоульяновского водохранилища.

фаций – конгломератов, песчаников, известняков (рис. 9-14). Эти породы обнажены на южном крутом склоне куэсты, однако подъем к обнажению, которое находится не так уж и высоко, довольно трудный из-за очень крутого склона.



Рис. 9-14. Обнажение пород нижнего мела в Кабаньем логу (Опорные..., 2019).

В нижней части склона обнажены красновато-серые и бурые полимиктовые валунно-галечные конгломераты с карбонатно-глинистым цементом, мощностью до 40 м (Геологическое строение..., 1989), которые сформировались, скорее всего, в прибрежной части моря. Галька чаще всего представлена кварцем и песчаником. Они перекрыты сначала довольно рыхлыми песчаниками, затем сменяются песчанистыми, органогенно-обломочными и онколитовыми известняками мощностью около 12-15 м (Янин, Барабошкин, 2000). В этих породах встречены многочисленные органические остатки, представленные аммонитами, остракодами, двусторчатыми моллюсками, иглами морских ежей, гастроподами и др. Иногда встречаются прослойки, состоящие исключительно из органических остатков.

Инкерманский карьер – Учкueвка

Брянцева Галина Владимировна, Гуцин Александр Иванович



Цель маршрута: изучение пород палеогеновой и неогеновой систем, гравитационных процессов и работы моря.

Как добраться: по трассе Симферополь-Севастополь до г. Инкерман, не доезжая до моста через р. Чёрная, повернуть налево в карьер. После осмотра карьера вернуться на трассу Севастополь-Симферополь, доехать до перекрестка перед круговым движением и повернуть налево в сторону п. Северный и доехать до городского округа Учкueвка (рис. 10-1).

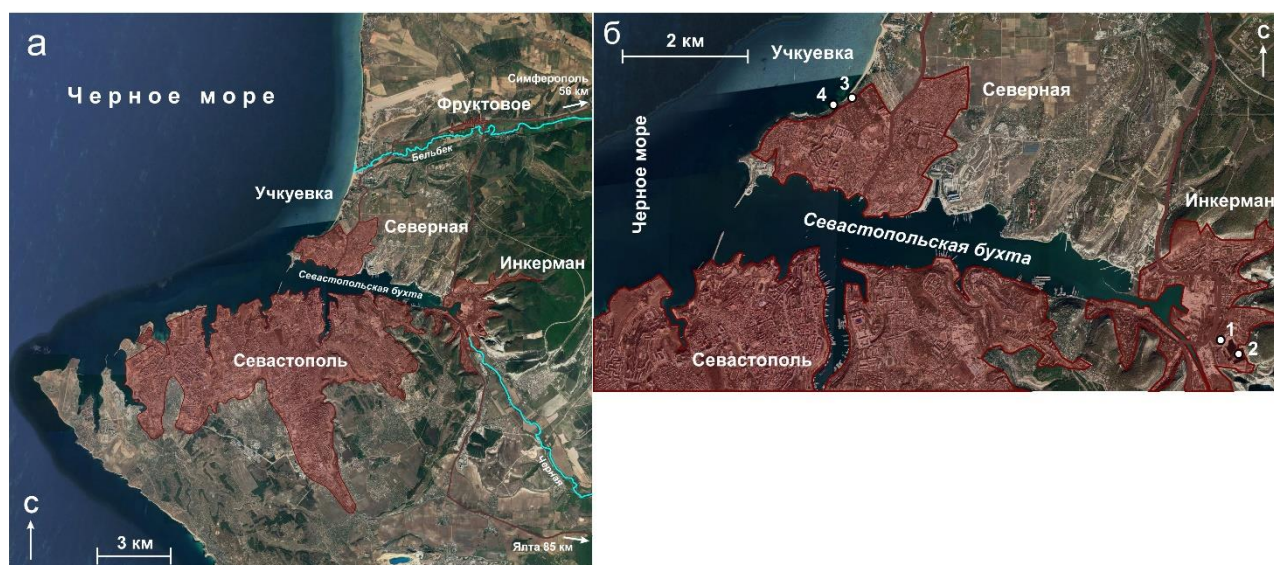


Рис. 10-1. Схема маршрута: а – положение маршрута на карте; б – положение точек маршрута.

Гераклейский полуостров расположен на юго-западе Крымского полуострова и имеет пологохолмистый слабо расчлененный рельеф. На западе полуострова сводовое поднятие Крымских гор, испытывающее в настоящее время воздымание, резко снижается. Геоморфологические наблюдения показывают, что практически повсеместно в Крыму наблюдаются относительные поднятия побережья. Однако на некоторых участках проявляются признаки современных опусканий. Одним из таких районов является западная оконечность Гераклейского полуострова в районе г. Севастополя (Бабак, 1959).

Точка 1. Правый борт долины р. Черная в районе г. Инкерман, на поверхности палеоценовой куэсты, над старым карьером.

GPS: 44°36'14.77"С, 33°36'30.50"В

Точка наблюдения находится на поверхности палеоценовой куэсты на правом берегу р. Черная. Эта река, берущая начало в Байдарской котловине и имеющая длину 34 км, впадает в Черное море в г.Инкерман. Река Черная является второй рекой по полноводности после Бельбека. При впадении реки в море, в ее устье, образован узкий вытянутый залив – *эстуарий*, формирование которого, скорее всего, связано с опусканием равнинного берега. Этот залив называется Севастопольской или Ахтиарской бухтой. Он очень удобен для стоянки судов, поскольку обособлен от открытых вод выступами берегов и защищен ими от волн и ветра. Его длина 7,5 км, глубина в районе автомобильного моста 2-3 м, ширина

порядка 40 м. В этом месте были проведены дноуглубительные работы, русло было спрямлено и расширено. Это типичный эстуарий, для которого характерно увеличение солености воды от поверхности ко дну и по направлению к морю с выраженным клином соленой воды, проникающей почти на 800 м вверх по течению реки (Болтачѳв и др., 2010).

На берегах бухты располагается Инкерманский Свято-Климентовский пещерный мужской монастырь (рис. 10-2). Точное время его образования неизвестно. Он был основан может быть в VIII-IX вв., а может быть в более позднее время, а именно в XIV-XV вв. Это один из старейших пещерных монастырей Крыма. Основные помещения высечены в Монастырской скале. При строительстве железной дороги к Севастополю в XIX в. часть скалы взорвали и стали видны кельи. Закрытый после революции монастырь в настоящее время возрождается. На территории монастыря восстановлен дом, где во время Великой Отечественной войны был штаб 25 армии. На этой скале сохранились также руины средневековой крепости Каламита (*др.-греч. Καλαμίτα* – «камыш»), располагавшейся в средневековом торговом порту Авлита княжества Феодоро. Считается, что первые постройки крепости возникли здесь еще в VI-VII вв, длина ее стен равнялась 234 м.



Рис. 10-2. Свято-Климентовский пещерный мужской монастырь (4), расположенный в палеоценовой куэсте (1), руины крепости Каламита (2), здание монастыря, в котором во время Великой Отечественной войны был штаб 25 армии. Фотография 1909 года.

На левом берегу бухты хорошо заметно незначительное угловое несогласие между породами палеоцена, эоцена и миоцена, падающими под углами 10-12°, 6-8° и 2-3°, соответственно. Породы палеоцена, падая моноклинально на СЗ, бронируют поверхность куэсты (рис. 10-3).

Начиная примерно с олигоцена, бассейн осадконакопления, расположенный в ЮЗ Крыму, стал трансформироваться в горную область. В этот период неоднократно

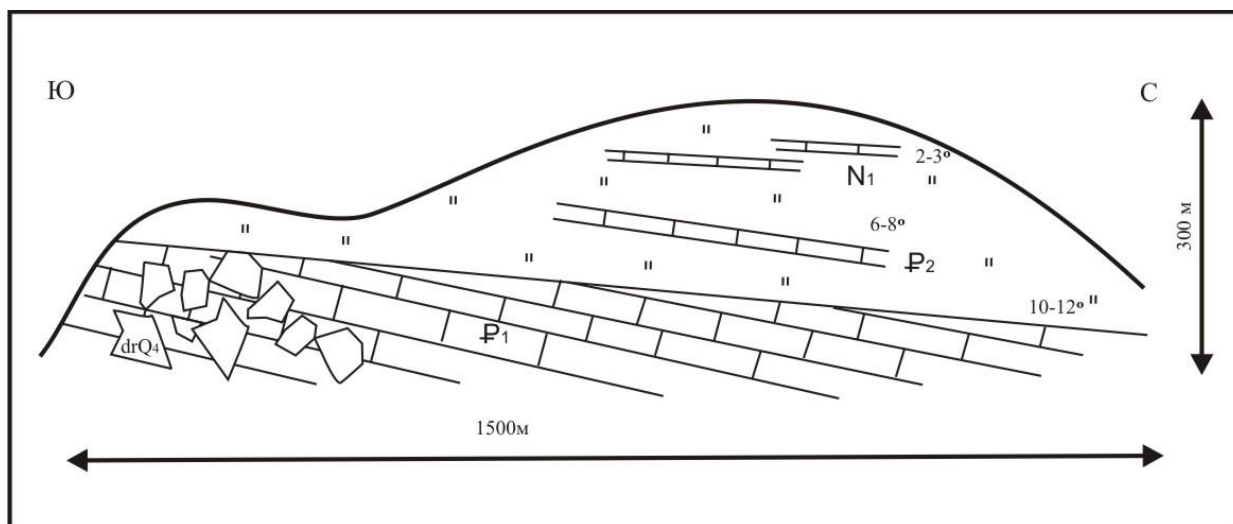


Рис. 10-3. Несогласие между породами палеоцена, эоцена и миоцена на левом берегу р. Черная; антропогенный обвал на склоне палеоценовой куэсты.

происходили трансгрессии, которые сменялись регрессиями, что приводило к размыву нижележащих отложений и формированию угловых несогласий (рис. 10-4).

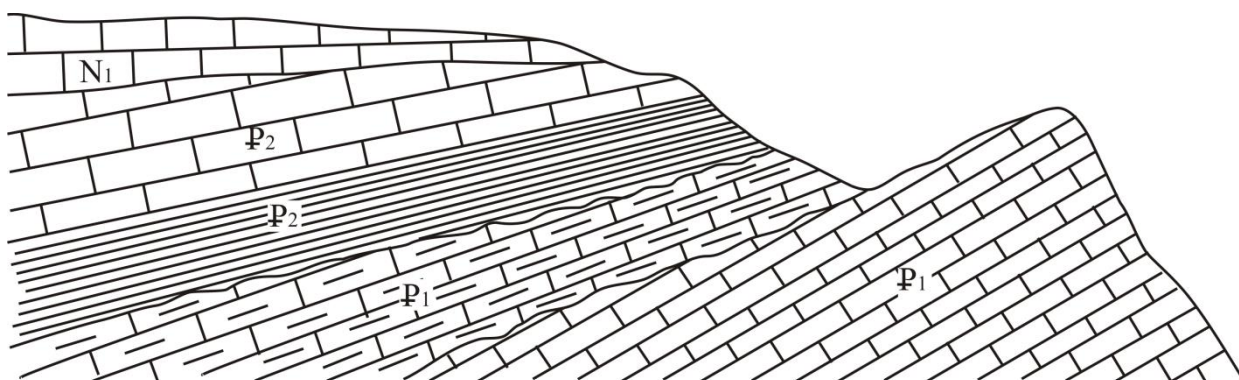


Рис. 10-4. Схема строения палеогеновых и неогеновых толщ в районе Инкерманского карьера.

На склонах куэсты, бронируемой породами палеоцена, наблюдается антропогенный обвал (рис. 10-3), который произошел в 1942 году, когда был взорван склад боеприпасов, находившийся в штольнях Каменноломенного оврага. В результате взрыва был разрушен блок пород высотой 30 м и длиной 300 м; взрыв уничтожил запасы вооружения и боеприпасов и образовал развал огромных глыб известняков размером до 8-10 м.

Точка 2. Старый Инкерманский карьер.

GPS: 44°36'15.42"С, 33°36'46.80"В

Старый Инкерманский карьер расположен в куэсте, бронируемой известняками палеоцена. В этом карьере можно увидеть, как добывали палеоценовые известняки, разрезая их на блоки (рис. 10-5, а). Этот дорогой и прочный строительный материал называется «инкерманский камень».

Образования палеогена в Крыму широко распространены и представлены всеми тремя отделами. Палеоценовые породы, вскрытые в карьере, представлены плотными

белыми, светло-серыми, иногда кремевыми мелководными мшанковыми и криноидными грубослоистыми известняками, с большим количеством палеонтологических остатков. В известняках встречаются раковины беззамковых брахиопод *Crania ignabergensis* Retz. и *C. tuberculata* Nils., а также членики *Burgueticrinus* (Муратов, 1960). В верхней части разреза вскрыты кремевые известняки с крупными ядрами пелеципод и гастропод. Эти известняки перекрыты мергелистыми зеленоватыми глауконитовыми грубозернистыми песчаниками, мощностью 0,5-1 м. Мощность палеоценовых отложений 25-30 м. На дне карьера находится озеро, что свидетельствует о близком залегании водоупора, которым служат, по-видимому, мергели верхнего мела.



Рис. 10-5. Инкерманский карьер: а – стеновые блоки и машина для резки камня; б – каверны в палеоценовых известняках.

На стенках карьера развит микрокарст (рис. 10-5, б), образуются натечные формы, возникают гравитационные процессы. Антропогенная деятельность провоцирует эти процессы. Деятельность человека становится соизмеримой с природными процессами, а иногда и превосходит их по силе воздействия. Например, Инкерманский карьер был выработан за 50 лет, а по объему вынесенной породы он даже больше, чем Бельбекские ворота, которые были вымыты рекой Бельбек за 10 млн. лет.

Точка 3. Оползневой цирк в 100 м южнее городского пляжа в Учкеевке.

GPS: 44°38'27.72"C, 33°31'57.18"B

В обрывистом склоне оползневого цирка вскрыты терригенно-обломочные породы таврской свиты плиоценового возраста (N_{2tv}). Их формирование началось со времени поднятия Горного Крыма, который являлся источником сноса. Нижнюю толщу пород таврской свиты плиоцена (N_{2tv}) можно наблюдать в районе Учкеевки (рис. 10-6, а). Эти породы залегают на сарматских известняках миоцена (N_1). В обрывистом берегу, высотой 10-15 метров, обнажены зеленовато-серые с красными прослоями глины и буро-желтые алевриты с неравномерными подчиненными прослоями супеси, суглинка, галечников, песков, песчаников (рис. 10-6, б).

Галька плохо окатанная, преимущественно кварцевого и кремнистого состава. Буро-желтые алевриты, пески, супеси, суглинки и галечники представляют собой аллювиальные отложения рек или пролювиальные отложения временных водотоков, которые накапливались в прибрежно-морских условиях (пролювиально-дельтовые или аллювиально-дельтовые отложения). Поскольку в них были найдены морские органические остатки – остракоды (Кожевников, Найдина, 1983), генезис этих прослоев, скорее всего, лиманный.

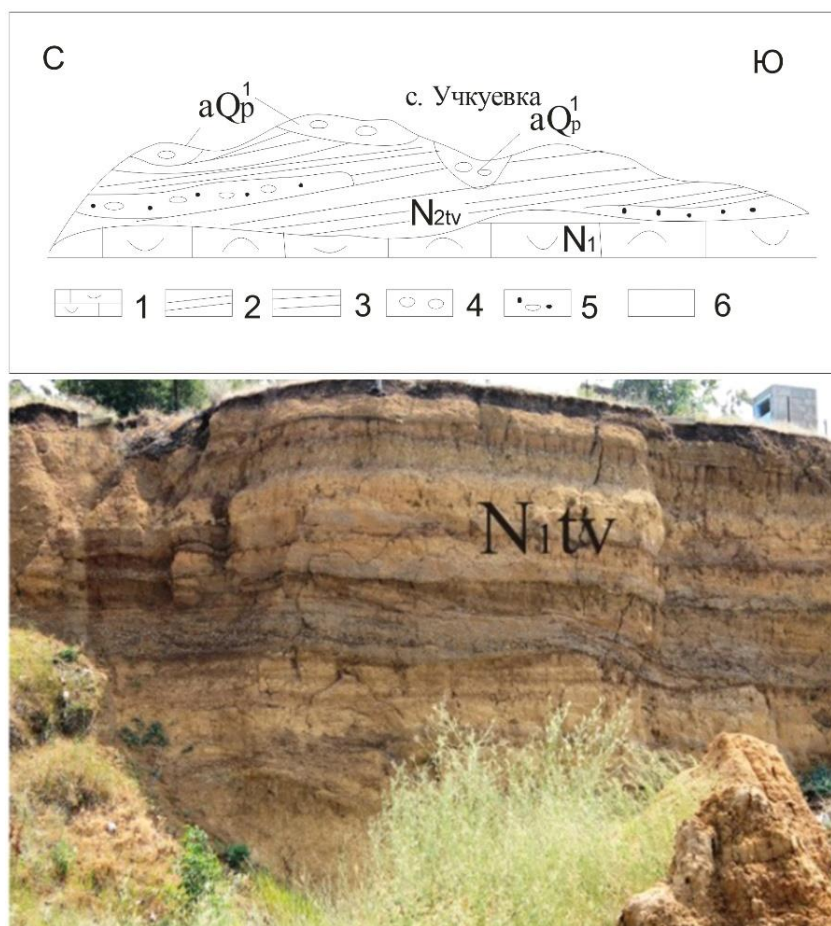


Рис. 10-6. Породы таврской свиты плиоцена. Вверху – схема обнажения у с. Учкюевка: 1 – органогенные известняки миоцена, 2 – суглинки, 3 – супеси, 4 – аллювиальные отложения, 5 – пески и песчаники с галькой, 6 – палеопочвы. Внизу – обнажение пород таврской свиты в оползневом цирке в Учкюевке.

Красноцветные или буро-коричневые горизонты с «журавчиками» представляют собой ископаемые почвы – красноземы, которые формировались в периоды, когда накопление осадков прерывалось во время осушения приморской равнины. Красный цвет палеопочв может свидетельствовать о жарком аридном климате в тот период.

Оползневые процессы имеют широкое развитие на западном побережье Крымского полуострова от Севастополя до озера Сакское (пораженность оползнями 11%). Базисом смещения для оползней в настоящее время является уровень Черного моря (Лужецкий и др., 1977).

В оползневом цирке к югу от городского пляжа Учкюевка наблюдаются многочисленные оползни блокового типа (рис. 10-7). Их особенностью является фронтальность и ступенчатость. Длина ступеней по оси движения несколько метров, а обратный уклон поверхности от моря не более 2-7°, причем в понижениях имеются заболоченные участки. Оползанию подвержены породы таврской свиты плиоцена (N₂tv), в которых широко развиты трещины бокового отпора, располагающиеся на расстоянии 1-4 м от бровки и вытянутые вдоль неё. Ширина между трещинами отрыва влияет на характер оползня. Если расстояние небольшое, то возникает не оползень, а обвал. Возникновение оползней часто бывает связано как с литологическим фактором, так и рельефом. Оползни начинают формироваться при высоте склона более 10 м (Лужецкий и др., 1977).

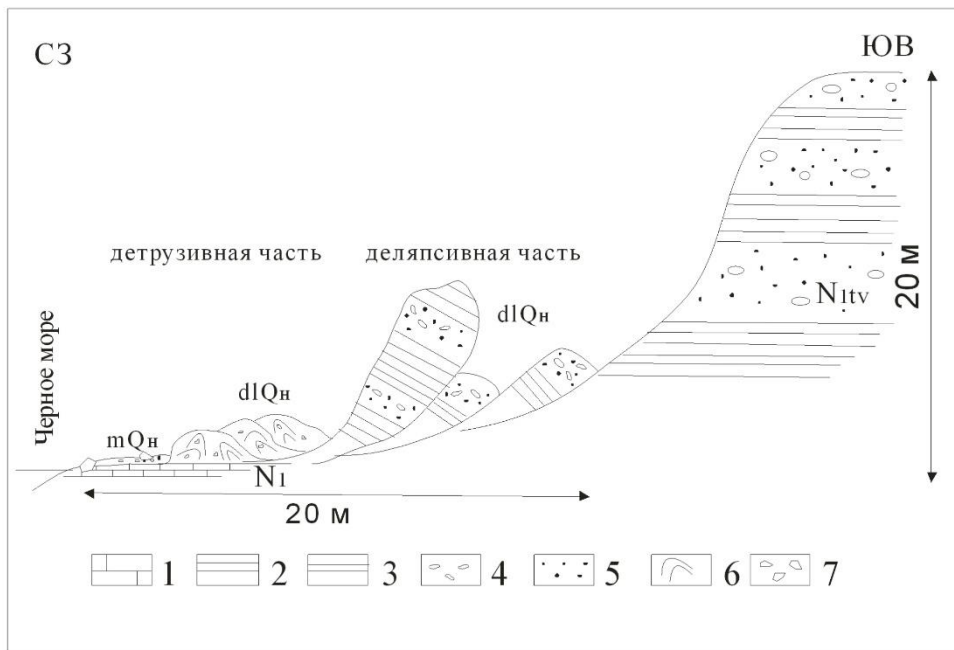


Рис. 10-7. Строение оползневого цирка в районе Учкучевки. Вверху – схема обнажения: 1 – известняки, 2 – суглинки, 3 – супеси, 4 – галька, 5 – пески и песчаники, 6 – перемятые породы таврской свиты, 7 – глыбы. Внизу – блок отседания в оползневом цирке. На краю склона постройки, увеличивающие нагрузку на склон.

Причиной схода оползней в этом оползневом цирке является гравитационно-аквальный фактор и абразия. Преобладание в нижней части разреза в породах таврской свиты глинистых прослоев, являющихся водоупором, способствует переувлажнению верхней части разреза и нарушению устойчивости склона. Массив может потерять устойчивость и в результате морской абразии.

В верхней, или деляпсивной (соскальзывающей) части блокового оползня частично сохраняется первоначальное залегание пород. В нижней, или детрузивной части оползневого цирка наблюдаются валы или бугры выпирания, образованные сместившимися породами, значительно раздробленными и перемятыми в результате напора выше

расположенных движущихся блоков (рис. 10-7, сверху). Возраст оползневых тел голоценовый (dlQ₄). Соскальзывающие оползни выдвигают отдельные блоки пород в зону волноприбоя и здесь начинается их интенсивное разрушение волнами, что способствует активизации гравитационных процессов.

Возникновению оползней в этом районе способствуют и антропогенные факторы, а именно строительство домов непосредственно вблизи бровки обрывистого склона, что создает дополнительную нагрузку и нарушает его устойчивость. Для предотвращения схода оползней, южнее оползневого цирка при строительстве жилого массива срезали часть берега, построили волнолом, что позволило прекратить оползневые процессы.

Точка 4. Дикий пляж в 100 м к югу от оборудованного пляжа в Учкеевке.

GPS: 44°38'34.16"С, 33°32'3.45"В

Естественный пляж в районе Учкеевки представляет собой пляж неполного профиля шириной 7-8 метров, поэтому волны, особенно в период зимних штормов достигают клифа, разрушая его (рис. 10-8).

Клиф сложен породами таврской свиты плиоцена, слагающими бугры выпирания (dlQ₄). В результате абразии берега возникают волноприбойные ниши, однако в мягких породах они существуют недолго. Обломочный материал, содержащийся в породах, слагающих клиф, при его разрушении поступает на пляж (mQ₄). Поэтому состав галечника идентичен галечным и гравийным прослоям в породах таврской свиты. На пляже встречается некрупная (до 5 см) преимущественно округлая (речная) галька кремневого или кварцевого состава, которая вымывается из пород таврской свиты. Галька плохо окатана, что говорит о близости источника поступления материала. На пляже можно найти, правда нечасто, и плоскую гальку только мягких пород (известняк). Встречаются и небольшие валуны (до 40-50 см) известняков из пород миоценового возраста. В результате деятельности моря на пляже образуются береговые валы.

В основании склона на некоторых участках можно увидеть выходы пород миоцена (сарматский ярус), представленные известняками-ракушечниками (N₁). Породы сарматского яруса состоят из ядер раковин двухстворчатых моллюсков *Didacna*, *Monodacna*, *Dreissensia* (Славин, 1975) и нередко перекрыты обвальными осыпными массами пород, слагающих клиф.

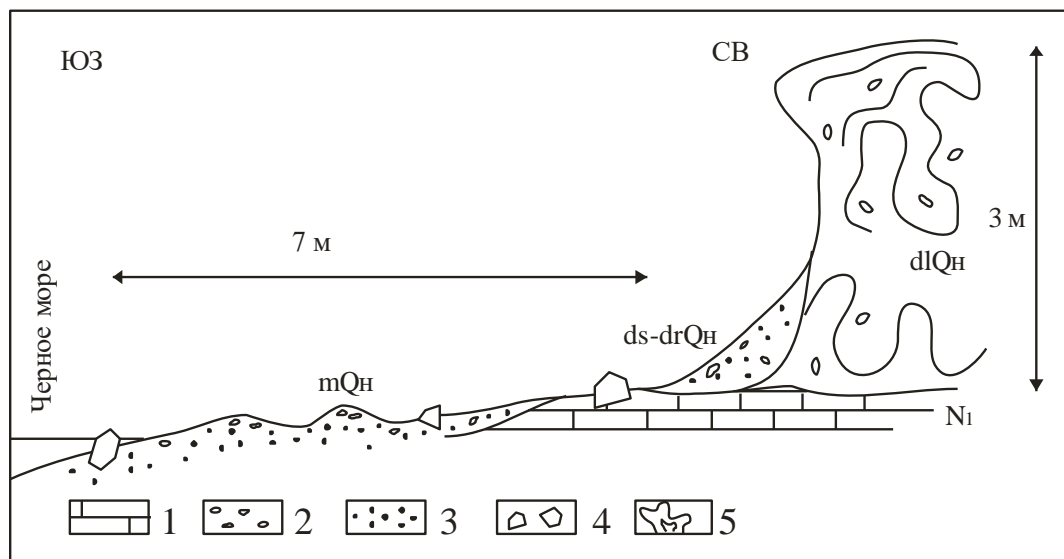


Рис. 10-8. Строение необорудованного пляжа в районе Учкеевки. 1 - известняки, 2 - галька, 3 - песок, 4 - глыбы известняка, 5 - деформированные породы таврской свиты.

ГЛАВА 11

Долина реки Альма – Песчаное (Береговое)

Брянцева Галина Владимировна, Гуцин Александр Иванович

Цель маршрута: изучение геологической работы рек и моря, изучение пород неогеновой системы.

Как добраться: Маршрут следует с базы МГУ (с. Прохладное) в сторону г. Симферополя (по трассе Симферополь-Севастополь), после п. Новопавловка сворачиваем на трассу Почтовое-Песчаное. Проехав село Почтовое и не доезжая села Нововасильевка следует повернуть направо в сторону с. Казанки. После точки наблюдения в с.Казанки надо вернуться на трассу Симферополь-Песчаное, и двигаться в сторону с. Песчаное (Береговое) с остановкой у с. Брянское (рис. 11-1).



Рис. 11-1. Схема маршрута по р.Альма.

Общие сведения о маршруте.

Речная сеть Крыма очень незначительна. Практически все реки берут свое начало на Первой или Главной гряде Крымских гор, она же является основным водоразделом. Реки, которые берут свое начало на южных склонах Первой гряды, обычно короткие и маловодные. Они имеют значительные уклоны и малую площадь водосбора. Площадь водосбора рек северных и северо-западных склонов значительно больше, поэтому эти реки более протяженные – их длина в 5-6 раз больше рек южных склонов.

Маршрут проходит по долине р.Альма, которая является второй по протяженности рекой Крыма после р.Салгир. Ее длина составляет 84 км, а площадь водосборного бассейна 635 км². Река берет свое начало на северном склоне Первой гряды Крымских гор и впадает в Каламитский залив Черного моря.

Геологическая работа любой реки заключается в эрозии, транспортировке и аккумуляции обломочного материала. Эрозионная работа текучей воды зависит от многих факторов, но в основном от «живой силы» потока. Современные реки Крыма, в т.ч. и р.Альма, являются маловодными. Средние многолетние расходы воды составляют от 1 до 2 м³/сек. Однако в период катастрофических паводков эти значения могут возрасти до 150-200 м³/сек (Руководство..., 1974). Они питаются как атмосферными осадками, так и подземными водами. Из-за большого значения атмосферной влаги в питании реки её дебит изменчив. Своё основное питание реки северного склона, в том числе и р.Альма, получают в верховьях. Во время весеннего снеготаяния, а также в период сильных ливней живая сила воды значительно увеличивается и в русле преобладает донная или глубинная эрозия. Общее поднятие Горного Крыма также способствует развитию глубиной эрозии в верхней части речной долины, где продольный профиль реки еще не выработан. При выходе реки в межгрядовое понижение ее долина расширяется, река начинает меандрировать, возрастает роль боковой эрозии. Русло реки не углубляется, река находится в стадии динамического равновесия.

Изменение базиса эрозии в результате колебания уровня Черного моря или неравномерные тектонические движения приводят к усилению донной эрозии и стремлению реки выработать новый профиль равновесия. В период покоя в долине формируется пойма реки на новом гипсометрическом уровне, а бывшая пойма становится террасой. Так в долине реки может образоваться лестница террас, которые являются отражением вертикальных тектонических движений.

Согласно В.И. Бабаку (1959) в Крыму выделяется шесть надпойменных террас, высоты которых значительно меняются вдоль простиранья долины. Наибольшие высоты террас наблюдаются в пределах Первой гряды, затем они постепенно снижаются и практически исчезают в районе устья. Разница абсолютных высот между террасами от древних к молодым постепенно уменьшается, что может быть связано с замедлением роста горного сооружения и уменьшением скорости врезания реки.

Высокая и низкая поймы, протягивающиеся вдоль русла практически повсеместно, имеют высоту в пределах 1-2 м. Первая надпойменная терраса, или садовая, высотой от 4-7 м в пределах Первой гряды и 2,5-3,0 м в пределах Второй или Внутренней гряды, обычно довольно широкая, ее ширина иногда достигает 200 м и более. На ее поверхности часто располагаются многочисленные сады. Эта терраса обычно является аккумулятивной, хотя на отдельных участках она может быть и эрозионно-аккумулятивной. Вторая (красноселовская) эрозионно-аккумулятивная терраса, высотой в пределах Второй гряды от 4–6 м до 12–18 м, в пределах Первой гряды плохо сохранилась. Она наблюдается в долинах рек обычно в виде небольших останцов. Третья (судакская) терраса прослеживается хорошо практически по всем рекам Крыма. Ее высота в пределах Второй гряды достигает 25–30 м. Четвертая (мамажильская) эрозионно-аккумулятивная терраса широко развита в Крыму. В верхнем течении на Первой гряде ее высота составляет 50-80 м, а при пересечении Второй гряды высота снижается. Эта терраса в северном межгрядовом понижении образует водоразделы. Пятая терраса (кожельская) встречается только в виде останцов. В верховьях рек высота пятой террасы около 200 м, в пределах Второй гряды она снижается до 55 м, а в предгорьях образует поверхность Третьей или Внешней гряды. Шестая терраса (кизилджарская) в среднем течении р.Альма имеет высоту 500-580 м, снижаясь до 250 м в устье р.Бодрак и до 30–40 м в ее устье.

Точка 1. Пятая (кожельская) надпойменная терраса р.Альма на ее правом берегу, окраина с.Казанки у виноградного поля.

GPS: 44°51'48.80"C, 33°57'4.76"B

Точка наблюдения в районе с. Казанки расположена на 5 надпойменной террасе, с которой открывается великолепный вид на широкую, шириной несколько километров, долину р. Альма, расположенную между Второй и Третьей грядами. Хорошо просматриваются четвертая, третья и вторая надпойменные террасы. В откосе дороги можно посмотреть аллювиальные отложения пятой террасы. Он представлен плохо окатанной галькой юрских известняков, слагающих Первую гряду Крымских гор, размер гальки 1-5 см, иногда до 20 см, встречаются небольшие валуны, что говорит о переносе материала на незначительные расстояния. Возраст аллювия раннеплейстоценовый (аQ₁) (Бабак, 1959). Источником сноса являлись породы, слагающие Первую гряду Крымских гор при росте горного сооружения.

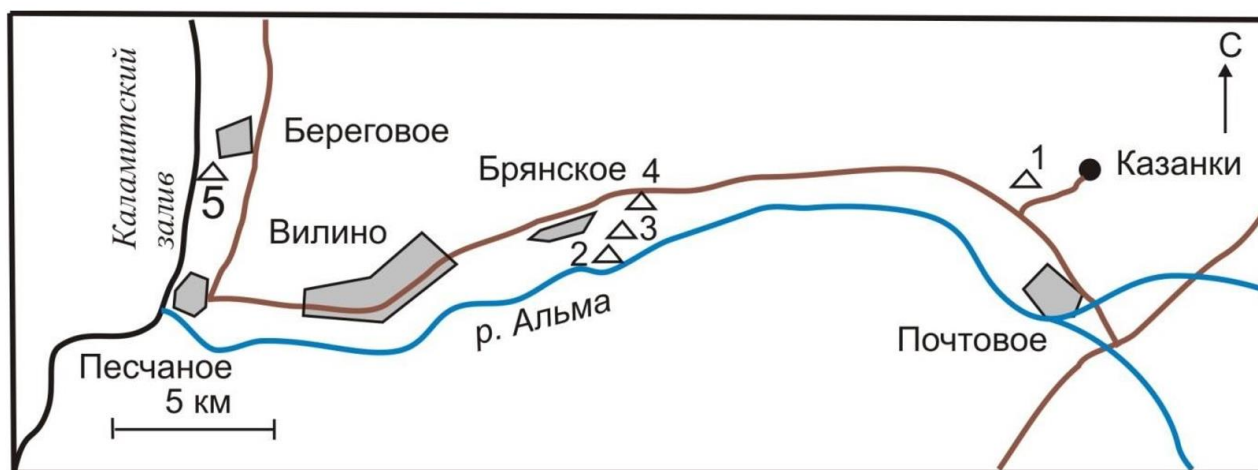


Рис. 11-2. Точки наблюдения по маршруту.

Точка 2. Первая (садовая) надпойменная терраса р.Альма на ее правом берегу у с.Брянское.

GPS: 44.8690393°C, 33.8093402°B

Вторая точка наблюдения находится в с.Брянское, расположенном ниже по течению р.Альма, в пределах Третьей гряды Крымских гор. Здесь долина имеет симметричное строение, террасы развиты на обоих берегах реки. Для изучения строения долины построим ее поперечный профиль.

Русло реки имеет ширину около 5-8 м. Русловой аллювий голоценового возраста (аQ_н) представлен плохо окатанной галькой и небольшими валунами верхнеюрских известняков и песчаников из пород таврической серии.

Пойма, высотой 0,2-0,5 м, имеет незначительную ширину, которая меняется от 1 до 1,5 м (рис. 11-3). Она сложена аллювием голоценового возраста в составе которого присутствует галька из пород таврической серии, слагающей основание Первой гряды гор, и среднеюрских туфопесчаников. Состав аллювия свидетельствует о глубоком эрозионном врезе реки выше по течению, т.е. в пределах Первой и Второй гряд Крымских гор.

Первая аккумулятивная надпойменная терраса, высотой 1,5–2 м, хорошо выражена



Рис. 11-3. Русло и пойма реки Альма у с.Брянское (фото Е.Семеновой).

как на правом, так и на левом берегах. Ее ширина достигает 70-100 м, а в составе аллювия голоценового возраста преобладают суглинки с многочисленными включениями гальки, преимущественно известняков и песчаников. Бровка и тыловой шов хорошо выражены. Поверхность террасы ровная, слегка наклонная с хорошо заметным притеррасным понижением.

Точка 3. Поверхность второй (красноселовской) надпойменной террасы долины р.Альма, правый борт долины у с.Брянское.

GPS: 44.8705615°С, 33.8101210°В

Склон второй надпойменной террасы, высотой около 12-15 м, имеет крутизну 15-20°. Ширина террасы около 60 м, её поверхность расчленена эрозионными формами (рис. 11-4).

Аллювий позднеплейстоценового возраста (аQ³р) представлен галькой средней степени окатанности известняков верхней юры и туфопесчаников песчаников средней юры; также встречается галька песчаников пород таврической серии размером 3-5 см. Иногда попадаются небольшие валуны размером до 20-25 см. Мощность аллювиальных отложений 1-1,5 м (рис. 11-5).

Терраса эрозионно-аккумулятивная. В ее цоколе вскрываются породы миоценового возраста (N₁), падающие моноклинально под углом 2–3° на СЗ. Они представлены песчаниками желтоватого цвета мелкозернистыми, слоистыми, с карбонатным цементом (рис. 11-5). Видимая мощность отложений 1–2 м.

Породы неогенового возраста в Крыму слагают Третью гряду Крымских гор и сплошным чехлом покрывают равнинный Крым. Они представлены как миоценом, так и плиоценом. Верхнемиоценовые породы сарматского яруса представлены серыми и коричневыми глинами с прослоями песков и рыхлых известняков мощностью несколько десятков метров, которые перекрыты мелководно морскими известняками, песками и



Рис. 11-4. Поверхность первой и второй надпойменных террас р.Альма у села Брянское (фото Е. Семеновой).



Рис. 11-5. Обнажение миоценовых песчаников с карбонатным цементом в уступе второй надпойменной террасы р.Альма у села Брянское (фото Е. Семеновой).

песчанистыми известняками. Известняки представлены оолитовыми и ракушечными разностями с органическими остатками плохой сохранности, часто кавернозные. Мощность неогена достигает 60-100 м.

Точка 4. Поверхность третьей (судакской) надпойменной террасы р.Альма у с.Брянское, правый борт долины.

GPS: 44.8712154°С, 33.894126°В

Поверхность третьей надпойменной террасы, высотой около 30 м, хорошо выражена, ширина террасы составляет около 300 м. Аллювий позднеплейстоценового возраста представлен плохо окатанной галькой известняков верхней юры и песчаников средней юры. Породы сарматского яруса, обнажённые в цоколе третьей террасы, представлены мелководными рыхлыми ракушечными известняками серо-желтого цвета, органогенными, слоистыми. Выше они перекрываются светло-серыми песчанистыми известняками, пористыми, оолитовыми, содержащими остатки морских организмов плохой сохранности (рис. 11-6). Видимая мощность толщи миоцена около 5 м.



Рис. 11-6. Обнажение известняков сарматского яруса миоцена, вскрывающихся в цоколе третьей надпойменной террасы р.Альма у с.Брянское (фото Е. Семеновой).

Склон четвертой (мамажильской) надпойменной террасы также хорошо выражен, её высота составляет около 60 м. В цоколе террасы видны выходы пород миоценового возраста. Ширина симметричной долины р.Альма по бровке четвертой надпойменной террасы около 1,5 км (рис. 11-7).

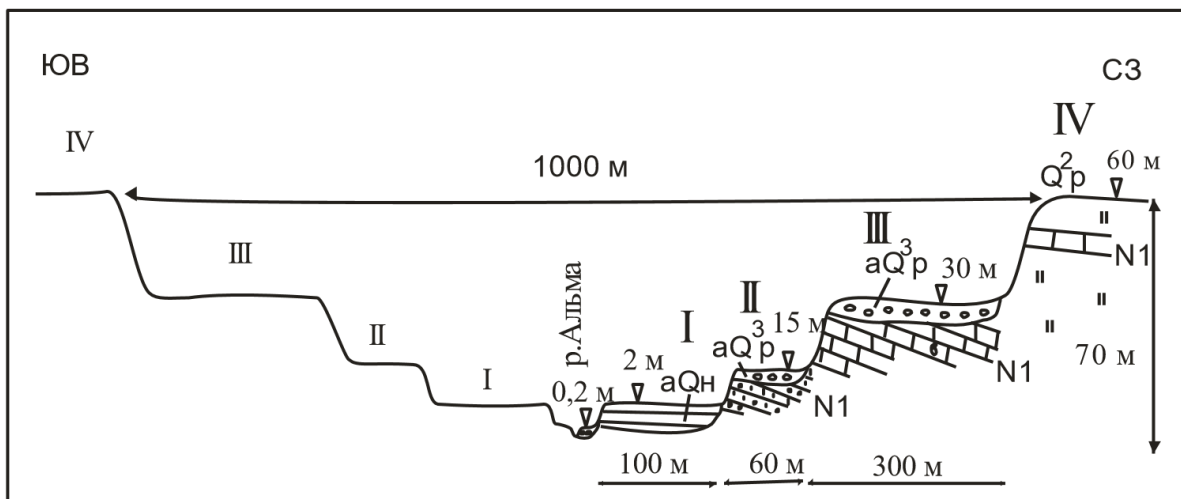


Рис. 11-7. Поперечный профиль долины р.Альма у с.Брянское.

Точка 5. Побережье Каламитского залива, пляж у с. Береговое.

GPS: 44.899656°С, 33.613056°В

В клифе у с. Береговое и с. Песчаное, которые расположены на западном побережье Крымского полуострова, можно наблюдать небольшие отличия в строении клифа, сложенного породами таврской свиты (рис. 11-8). В зависимости от возможности подъезда точку можно поставить как у с. Береговое (в настоящий момент проход на пляж более комфортный) или на окраине с. Песчаное (расстояние между Береговым и Песчаным 6 км).

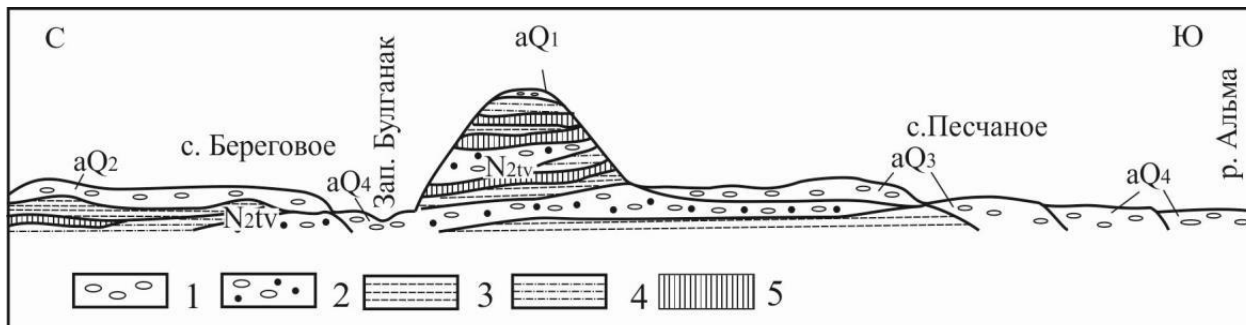


Рис. 11-8. Схема строения берегового уступа западного побережья Каламитского залива от с.Песчаное до с.Береговое (по Муратову (1960), упрощенно). 1 – аллювиальные отложения разного возраста; 2–5 – породы таврской свиты плиоцена (2 –пески с включениями гальки и гравия, 3 – суглинки, 4 – супеси, 5 – палеопочва).

Верхняя часть разреза пород таврской свиты (N_{1tv}) вскрывается в промоине по дороге на пляж в с.Береговое. В обнажении высотой 2–3 м можно наблюдать красно-коричневые пелитоморфные суглинки, неясно слоистые с многочисленными светлыми «журавчиками» – карбонатными конкрециями диагенетического происхождения. Этот слой представляет собой палеопочву, которая формировалась в жарком засушливом климате. Мощность слоя 1,0-1,5 м. Выше, по неровной границе залегают галечники мощностью 15–20 см. Галька размером до 5–7 см преимущественно кварцевого и известкового состава. Центральную часть разреза рассмотреть сложно, поскольку она задернована и имеет высоту 20–25 м. В клифе также вскрываются породы таврской свиты плиоцена. Они представлены желтовато-

бурыми светлыми мелкозернистыми песками, алевритами, супесями, алевритистыми глинами и суглинками мощностью от 1–2 м и более, чередующимися с характерными более тонкими слоями, окрашенными в красновато-бурый или ярко красный цвет, часто с белыми вертикальными извилистыми полосками-«журавчиками». Обычно в обрывистом склоне клифа можно выделить несколько таких красноватых прослоев. В пределах данного обнажения можно наблюдать несколько оползневых тел с хорошо выраженным оползневым цирком. Поэтому местами клиф сложен породами, слагающими оползневые тела.

Породы таврской свиты плиоцена (N_{1tv}) долгое время считались континентальными, имеющими пролювиально-делювиально-аллювиальное происхождение (Муратов, 1960). Генезис песков и галечников представлялся как аллювиальный, а происхождение алевритов и глин считалось делювиальным или пролювиальным. В.И.Славин (1975) предположил, что таврская свита сложена чередующимися пачками континентальных и морских отложений, поскольку в песчаниках были обнаружены остатки морских организмов. А.В.Кожевников и Н.Н.Найдина (1983) после многолетних исследований таврской свиты палеонтологически доказали морской характер ряда горизонтов, а в целом, согласно их выводам, она скорее всего имеет лиманный генезис. Породы таврской свиты в районе с.Береговое перекрыты аллювиальными отложениями среднеплейстоценового возраста (aQ^2p). [А.И.Гущиным написан обзор эволюции взглядов на генезис и возраст пород таврской свиты. С обзором можно ознакомиться в папке-сборнике электронных литературных источников, ссылка на который приведена в конце списка литературы. – прим. ред.]

Узкий пляж, шириной не более 5-6 м, сложен морскими отложениями голоценового возраста (mQh), представленными, в основном, плоской, хорошо окатанной галькой, преимущественно известкового состава. Также встречается галька песчаников и кварца. Этот пляж мог сформироваться как за счет вдольберегового переноса материала, так и при разрушении клифа, когда алевриты, алевритистые глины и пески вымываются, а мелкогалечные включения остаются на пляже.

По морфологическим признакам выделяют пляж *полного* и *неполного профиля*. Пляж полного профиля образуется, если впереди формирующихся наносов имеется свободное пространство и пляж имеет вид берегового вала с отлогим и широким морским склоном, и более крутым, обращенным к берегу. Если пляж формируется у подножья уступа, то образуется прислоненный пляж или пляж неполного профиля, с одним склоном, обращенным к морю. Пляж у с.Береговое представляет собой пляж неполного профиля или прислоненный. Волны во время шторма размывают подножие клифа, в результате на пляже можно наблюдать многочисленные обвальные и осыпные отложения – коллювий.

ГЛАВА 12

Долина реки Кача, Немецкая балка

Суханова Татьяна Владимировна

Цели маршрута: изучение геологического строения Третьей гряды Крымских гор; изучение разрезов пород сарматского яруса миоцена (N_1^3sm) и плиоцен-четвертичных (N_2-Q) отложений; изучение геологической деятельности реки Кача, гравитационных процессов, деятельности Черного моря.

Как добраться: по трассе Симферополь-Севастополь на 32-ом км, в районе г. Бахчисарай повернуть направо на дорогу в направлении пос. Орловка. Маршрут можно начать через 6-7 км после поворота, на западной окраине пос. Долинное (рис. 12-1). Затем маршрут продолжается в сторону пос. Кача к западному берегу Крымского полуострова.

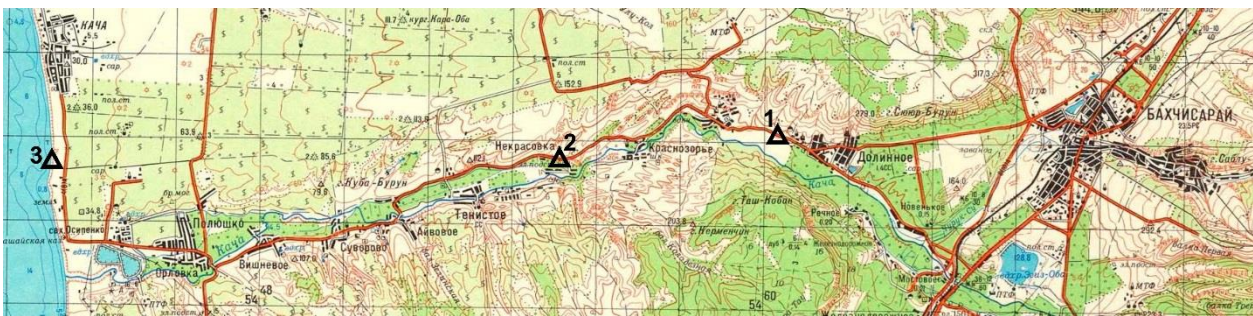


Рис. 12-1. Схема маршрута: точки наблюдения маршрута в долине р. Кача.

Точка 1. Западная окраина пос. Долинное, у асфальтированной дороги, на оползневых буграх.

GPS: 44°45'27.18"C, 33°45'14.20"B

Кача относится к рекам западного побережья Крыма. Она берет начало в пределах Первой (Южной), самой высокой, гряды Крымских гор. Кача протекает по ее северному склону и обширному межгрядовому понижению, пересекает Вторую гряду и входит в следующее менее широкое понижение между Второй и Третьей грядами, затем прорезает Третью гряду, после чего течет по относительно протяженному ровному пространству до впадения в Черное море. Долина реки Кача в среднем и нижнем ее течении является консеквентной – река течет по падению меловых, палеогеновых и неогеновых пород, слагающих Вторую и Третью гряды. Маршрут по долине реки проходит в ее нижнем течении, преимущественно по правому берегу. Его лучше начать с обзорной точки, откуда хорошо видны участки долины как выше, так и ниже по течению, для того, чтобы дать их сравнительную характеристику. Для более полного обзора следует подняться либо на средней крутизны склон возвышенности справа (к северу) от дороги, либо на поверхность одного из холмов, расположенных на противоположной стороне дороги. Поднимемся на холм и посмотрим вверх по течению реки на юго-восток. Отсюда хорошо видны так называемые «Качинские ворота» - наиболее узкий каньонообразный участок долины реки, где она прорезает Вторую гряду Крымских гор, сложенную крепкими известняками датского яруса нижнего палеогена. При выходе реки в межгрядовое понижение долина расширяется. Понижение выполнено преимущественно мягкими мергелями среднего

палеогена (бартонский и приабонский ярусы). Непосредственно в точке наблюдения речная долина имеет уплощенный расширенный поперечный профиль (рис. 12-2).



Рис. 12-2. Вид на долину р. Кача из обзорной точки 1.

Это связано с тем, что река здесь течет по легко размываемым среднепалеогеновым и олигоцен-миоценовым породам, которые в верхней части бронированы более прочными миоценовыми сарматскими ($N_1^3 sm$) известняками, слагающими III грядку Крымских гор. Известняки полого наклонены на северо-запад. В этих условиях на правом и левом склонах хорошо развиты речные террасы, аккумулятивные и цокольные по своему типу. Среди них особенно ярко на правом склоне выражена широкая первая надпойменная («садовая») терраса, засаженная невысокими кустами плодовых культур. Русло реки искусственно обваловано, и скрыто кустарниковыми посадками.

Ниже по течению, на северо-западе, долина сужается, что обусловлено развитием на обоих берегах оползневого рельефа. Образование оползней связано с геологическим строением этого района. Река здесь пересекает III грядку Крымских гор, имеющую в целом более низкие абсолютные отметки, чем II гряда. В точке наблюдения известняки слагают преимущественно верхние части возвышенностей, создавая не отчетливо выраженную мягкую ступенчатость склонов из-за своей различной прочности. Среди задернованного склона местами обнажаются полого залегающие маломощные светлые «гривки». Сарматские известняки с угловым несогласием залегают на более круто падающей в том же направлении толще мергелей среднего палеогена, а также глинах верхнего палеогена-нижнего миоцена (майкопская серия) ($P_3-N_1^1 mk$). Выше по течению глины отсутствуют, поскольку они срезаны сарматскими известняками. Выходы майкопских глин определяются по первым появлениям оползней. Такими оползневыми телами или блоками являются холмы, на которых было рекомендовано поставить первую обзорную точку. В доказательство их оползневого происхождения выступают, во-первых, круто падающие слои сарматских известняков (в нормальном залегании угол падения очень пологий), видимых на склонах холмов; во-вторых, запрокидывание этих слоев в сторону тыловых частей основного склона. Это говорит о ротационном механизме перемещения блоков.

Русло реки Кача в этой части долины только входит в область развития майкопских глин, поэтому мы видим лишь единичные оползневые блоки. Убедиться в появлении глин в разрезе можно при возвращении с обзорной точки на асфальтированную дорогу. Немного (не более 75 м) вернувшись назад в сторону пос. Долинное, слева от дороги в искусственной выемке, обнажаются майкопские глины.

Изучение строения долины р. Кача можно продолжить из окна автобуса, который следует в западном направлении в сторону устья р. Качи. Мы уже обратили внимание на то, что ниже по течению долина сужается при пересечении рекой зоны максимального развития оползневых образований. На левом и правом склонах широко развиты оползневые массы, образующие в рельефе отчетливые протяженные валы, вытянутые вдоль склонов (рис. 12-3).



Рис. 12-3. Левый оползневой берег долины р. Кача в ее нижнем течении (пос. Фурмановка).

Выделяют до 10-15 генераций оползней разной выраженности и сохранности. Оползание от выше расположенного коренного уступа, сложенного сарматскими известняками, на рассматриваемом участке, по данным Клюкина (1978), началось в позднем неоплейстоцене. К фронту оползней прислонена поверхность первой («садовой») террасы. Поверхность оползневого смещения лежит в толще майкопских глин на глубине 40-50 м. Все оползневые блоки состоят из известняков. Это свидетельствует о том, что оползание происходило к более глубокому эрозионному врезу. Широкое развитие оползневых масс вызвало подпруживание реки – ее заболачивание и заозеривание, в связи с замедлением течения перед узким участком. В разрезе четвертичных отложений в этой зоне присутствуют многочисленные линзы озерных и болотных отложений.

Ниже по течению от зоны развития оползней можно сделать остановку и посмотреть, как изменилась морфология долины и изучить коренные склоны.

Точка 2. Северо-восточная окраина пос. Некрасовка, у асфальтированной дороги, крутой склон с вертикальным обрывом в верхней части.

GPS: 44°45'5.12"C, 33°41'23.49"B

Дорога проходит вдоль относительно крутого правого склона долины реки, верхняя часть которого представляет собой вертикальный обрыв, сложенный сарматскими известняками. Поднимемся к обнажению. Отсюда открывается хороший обзор долины Качи. Река уже вышла из оползневой зоны, что связано с погружением майкопских глин ниже уреза русла. Долина имеет корытообразную форму с крутыми склонами и уплощенным широким (300-400 м) днищем. На левом склоне развиты два уровня древних (раннего неоплейстоцена и начала среднего неоплейстоцена??) высоких террас. Здесь, по данным бурения, под современным дном долины фиксируется переуглубленное русло, выполненное средне- и позднеоплейстоценовыми аллювиальными и морскими отложениями. Врезание,

происходившее в среднем и позднем неоплейстоцене во время оледенения, вероятно, было остановлено образующимися оползнями, сузившими долину и не давшими развиваться переуглублению выше по течению. Глубокий врез, сформированный попятной эрозией в ледниковые эпохи, в межледниковья заполнился аллювиально-морскими отложениями.

Изучив особенности строения долины, обратим внимание на обнажение сарматских известняков, которые полого (10-12°) падают на северо-запад. Среди известняков встречаются следующие разности: ракушняки, известняки хемогенные оолитовые, известняки песчанистые и т.д. Они имеют различную прочность, вследствие чего в рельефе уступа образовались карнизы и ниши – результат избирательного выветривания и карста. Это – мелководные преимущественно органогенно-обломочные карбонатные отложения бежевого и светло-желтого цвета, фациально изменчивые, накопившиеся в условиях теплого морского бассейна вблизи островной или континентальной суши.

Далее можно продолжить изучение геологического строения и морфологии долины реки Кача из автобуса, двигаясь в сторону ее устья. Ниже по течению долина постепенно расширяется. Обнажения сарматских известняков сначала удаляются от дороги, затем совсем исчезают. Ширина долины в устьевой части достигает 1,5-2 км. Одновременно в сторону моря расширяются древние речные террасы. Устьевая часть долины переуглублена и выполнена аллювиальными и морскими разновозрастными четвертичными отложениями. По данным бурения, их общая мощность составляет 50-100 м. В послеледниковое время береговая линия существенно отступила в сторону суши, и устьевая часть Качи и других рек западного побережья Черного моря с морскими террасами оказались срезаны вдольбереговыми течениями. Устьевую часть долины можно увидеть из окна автобуса в районе пос. Орловка. Затем дорога резко поворачивает на север в сторону пос. Кача и проходит по ровной высокой поверхности древней раннечетвертичной морской террасы.

Изучить геологическое строение одного из участков современного западного побережья Крыма, а также береговые процессы (геологическую деятельность моря и гравитационные процессы), можно в устьевой части бухты Немецкой балки. Она открывается в Черное море севернее устья р. Качи и находится в южной части Альминской впадины.

Точка 3. Бухта Немецкая балка на западном побережье Черного моря, в 3 км севернее устья р. Кача, в 1,5 км южнее пос. Кача.

GPS: 44°45'6.08"С, 33°32'32.25"В

Название «Немецкая балка» связано со временем обороны Севастополя в годы Великой Отечественной войны. Здесь, по рассказам местных жителей, немцы высаживали свой десант. Искусственный спуск к воде, как предполагается, также сооружен ими же. Есть и другие версии происхождения названия.

В рельефе Немецкая балка – относительно узкая линейно вытянутая эрозионная форма, скорее, представляющая собой овраг, по дну которого дорога спускается с выровненной поверхности морской террасы на узкий пляж. Пляж ограничен высоким уступом, представляющим собой активно развивающийся клиф, который протягивается и к северу, и к югу от устья Немецкой балки.

Продвигаясь по пляжу на юг, можно изучить особенности строения береговой зоны моря. Клиф, высота которого достигает 10 и более м, выработан в разнообразных по составу терригенных породах таврской свиты (Муратов, 1954), возраст которой датируется как понт-

киммерий ($N_{1p}-N_2^1k tv$). В составе свиты переслаиваются пески, галечники, конгломераты и др. (рис. 12-4). Среди них присутствуют горизонты красноцветных погребенных почв различной мощности. Таврская свита слагает береговые уступы вдоль всего юго-западного побережья Крыма. В ней выделяется ряд подсвит, последовательно с юга на север уходящих под уровень моря. В частности, от устья р. Кача до пос. Кача – это орловская и качинская подсвиты. Отложения таврской свиты следует изучить более детально именно в районе Немецкой балки в связи с их доступностью и разнообразием литологического состава, по сравнению с такими же отложениями в других маршрутах по юго-западному побережью Крыма.

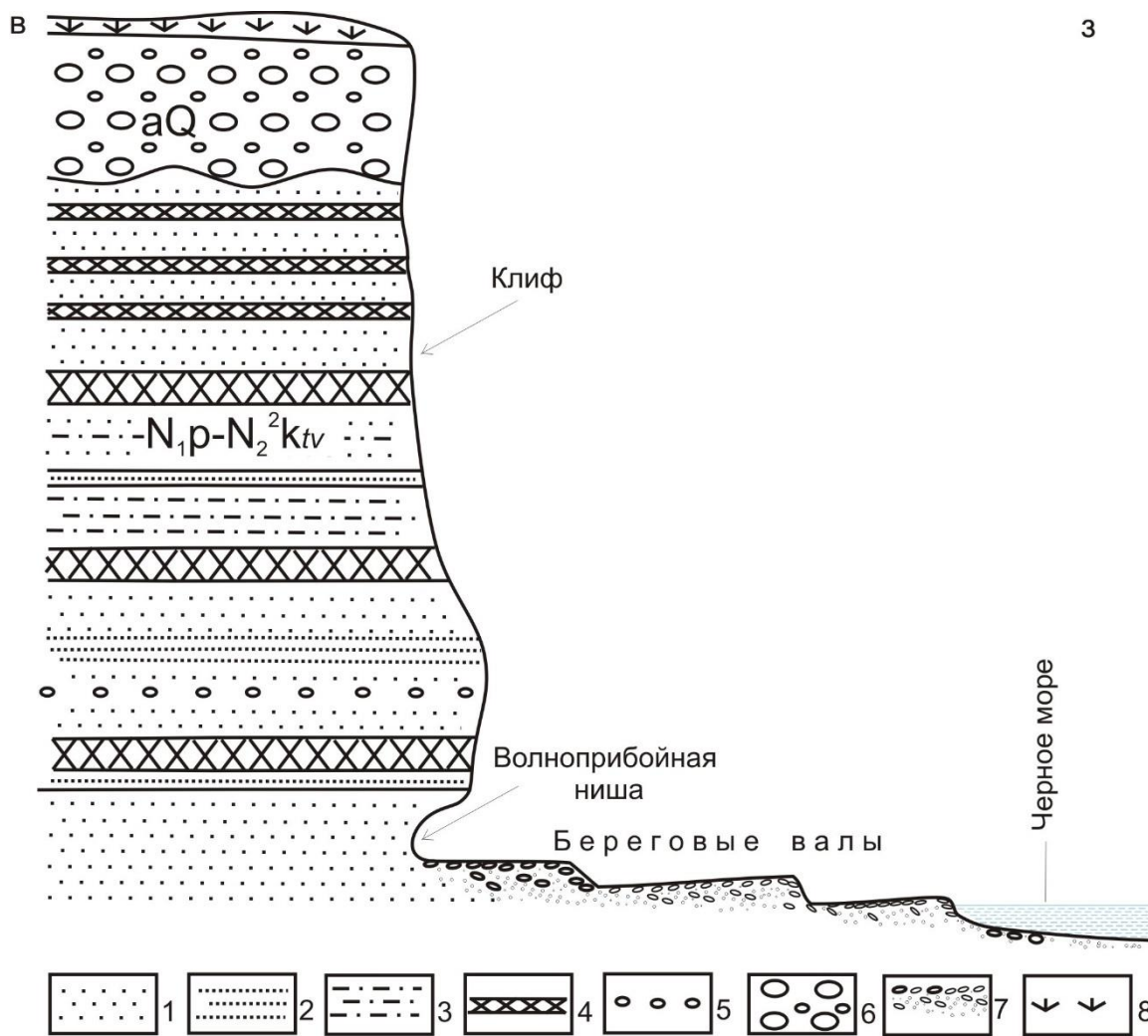


Рис. 12-4. Схематический поперечный разрез береговой зоны в районе бухты Немецкая Балка
 1 - пески и супеси, 2 - песчаники, 3 - алевролиты, 4 - погребенные почвы (суглинки), 5 - галечник,
 6 - конгломераты, 7 - отложения береговых валов, 8 - современный почвенный слой.

Таврская свита имеет континентальное происхождение и сложена преимущественно дельтовыми и пролювиальными отложениями, накопившимися в условиях предгорной прибрежно-морской равнины. Дельтовые обстановки осадконакопления предполагают как быструю фациальную изменчивость и разнообразие гранулометрического состава отложений, так и пестроту отложений в вертикальном разрезе, что хорошо отражено в обнажении.

В основании клифа присутствуют разрозненные выходы красноватых прочных грубозернистых русловых песчаников и конгломератов, крепко сцементированных карбонатным цементом, с разными типами слоистости – горизонтальной, диагональной косой и т. д. (рис. 12-5). В составе гальки преимущественно – кварц, кремний, известняк и др. Видимая мощность отложений составляет 1-1,5 м. Эти крепкие породы образуют в береговой зоне мысы, выдающиеся в море. В виде ступеней они постепенно погружаются в море и еще на некотором расстоянии от берега образуют под водой вытянутые плитообразные поверхности. В пределах бухт прочные песчаники и конгломераты фациально замещаются более тонкими и рыхлыми песчаниками и песками. Породы имеют плиоценовый возраст [вопрос дискуссионный, так как многие считают таврскую свиту миоцен-плиоценовой – прим. ред.] и отвечают нижней части разреза подбит таврской свиты.

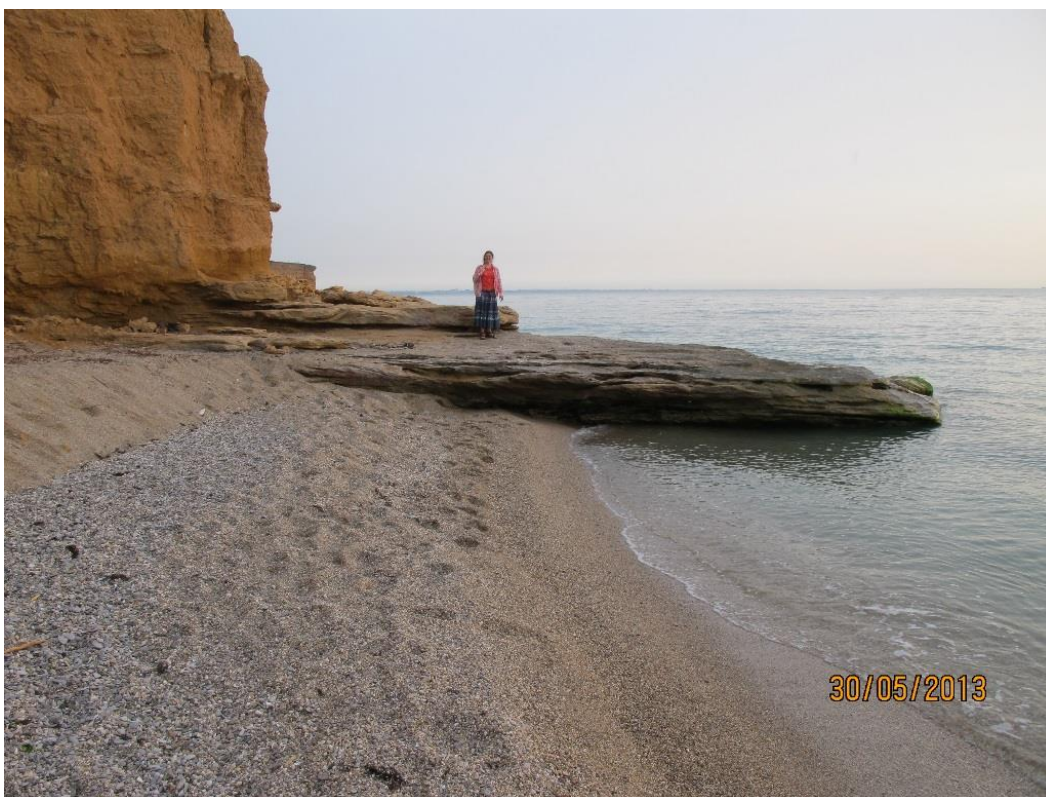


Рис. 12-5. Русловые песчаники и конгломераты в основании клифа в районе бухты Немецкая балка.

Вверх по разрезу породы становятся более рыхлыми и представлены чередованием супесей, песков, песчаников, алевролитов, суглинков. Местами среди этих пород встречаются линзы более грубых русловых галечников, а также глинистые прослойки, характеризующие условия застойных водоемов.

Красноцветные погребенные почвы образуют сложно построенные почвенные комплексы. По сравнению с другими слоями, они представляют собой более протяженные и выдержанные по мощности горизонты. Их наличие свидетельствует, во-первых, о неравномерном осадконакоплении, которое прекращалось или уменьшалось из-за недостаточного количества обломочного материала, приносимого потоками. Возможно, почвообразование указывает на эпохи замедления тектонических процессов, происходящих в Крыму, когда рост поднятий и эрозийная деятельность становилась менее активной. В

этих случаях, успевал сформироваться почвенный покров. Во-вторых, красновато-бурый цвет ископаемых почв говорит о жарком, периодически влажном климате во время их образования, сходном с современными климатическими условиями тропиков. Погребенные почвы содержат остатки корней растительности, определение которой имеет важное климато-стратиграфическое значение, ходы роющих животных с вымытым в них карбонатом. Тонкие трещины, заполненные глинистым материалом или гидроокислами марганца, образуют дендриты. Мощность отдельных почвенных горизонтов колеблется от нескольких см до метра. В верхней части уступа некоторые исследователи выделяют аллювий раннеэоценового возраста, на котором развит современный маломощный почвенный покров. Мощность отложений таврской свиты в береговом уступе достигает 10-12 м.

Образование таврской свиты тесно связано с новейшим этапом развития Крыма. Рост и расширение Первой гряды Крымских гор в позднем миоцене, сменившиеся эпохой выравнивания рельефа, в плиоцене вновь возобновились. Поднятие Второй (Внутренней) гряды, а также продолжающееся воздымание Первой гряды сопровождалось интенсивным эрозионным расчленением рельефа, формированием многочисленных речных долин и ложбин стока, которые в соответствии с уклонами северных склонов гряд, транспортировали большое количество обломочного материала в северо-западном направлении в сторону прибрежно-морской равнины. В предгорьях сформировались обширные аллювиально-пролювиальные и пролювиально-дельтовые конусы, сливающиеся друг с другом и наслаивающиеся друг на друга.

При движении вдоль клифа к югу обращаем внимание на то, что практически все его основание покрыто свежими обвально-осыпными массами (рис. 12-6).

При движении на север от устья Немецкой балки можно увидеть более древние такие же образования, заросшие травой. В рельефе обвалы представляют собой беспорядочное нагромождение обломочных масс, несортированных и неоднородных как по размеру, так и по составу обломков.

Обвалы клифа связаны, в первую очередь, с активной абразией, ведущей к образованию волноприбойных ниш в основании уступа. Абразии способствуют рыхлые, легко разрушающиеся относительно молодые терригенные породы, слагающие уступ. В дождливые дни, особенно, если дожди длятся несколько дней, склон, в силу рыхлости пород, напитывается водой, утяжеляется. Кроме того, на нарушение устойчивости склона влияет развитие трещин бокового отпора (рис. 12-7), по которым происходит отседание и обрушение фрагментов склона. Возможно, к объяснению неустойчивости склонов можно отнести еще один фактор, связанный с климатическими особенностями Крымского побережья. Повышенная влажность в ночное время и сухой, или даже, пересушенный воздух в дневное время обуславливают нарушение межзерновых связей в горных породах, что ведет к их легкому разрушению. Все эти причины в комплексе с механической волновой абразией во время сильных штормов и «подтачиванием» уступа снизу, способствуют образованию обвалов. При этом процесс образования обвалов имеет и положительные стороны – обвальные массы начинают предохранять склоны от дальнейшего их абразионного разрушения.



Рис. 12-6. Обвально-осыпные массы в основании клифа в бухте Немецкая балка.



Рис. 12-7. Трещины бокового отпора на поверхности клифа в бухте Немецкая Балка.

Пляж в районе Немецкой балки – результат абразионно-аккумулятивной деятельности Черного моря. Он является прислоненным, т. к. ограничен уступом клифа. В прибрежной зоне развита механическая абразия. К абразионным формам рельефа побережья в районе Немецкой балки относится активно развивающийся клиф, в основании которого местами наблюдаются абразионные ниши, свидетельствующие о его современной активности и возможности отступления вглубь суши.

Морская абразия определила плановый рисунок побережья Немецкой балки, который представляет собой чередование мысов и бухт. Мысы, вдающиеся в море, сложены прочными песчаниками, которые плохо поддаются разрушению волнами. Берег в области выходов таких пород является приглубым. Мысы расположены на побережье относительно далеко (300-400 м) друг от друга. Бухты образуются в рыхлых, поэтому легко размываемых, отложениях таврской свиты. Здесь берег пологий, глубина увеличивается постепенно.

Аккумулятивная деятельность моря, в первую очередь, проявлена на пляже серией береговых валов (от 3 до 5), вытянутых параллельно или под некоторым углом к линии уреза воды. Они имеют асимметричную форму – их внешние морские склоны более крутые, тыловые – пологие. Первый вал, приближенный к урезу воды, имеет высоту – от нескольких до первых десятков см. Самые высокие валы, созданные штормовыми волнами, развиты в тыловой части пляжа. Их высота достигает метра и более. Валы сложены преимущественно хорошо окатанным гравийно-галечным материалом кварцевого и карбонатного состава. Кроме терригенных обломков, встречается растительный и ракушечный детрит. Во время сильных штормов пляж в районе Немецкой балки бывает полностью разрушен. После прекращения штормов формируются новые береговые валы.

Рядом с мысами, сложенными прочными песчаниками, ограничивающими бухту, развиты прислоненные аккумулятивные террасы. Образование террас связано с вдольбереговым переносом обломочного материала при относительно ровной береговой линии. На вогнутом участке вдольбереговой перенос прекращается, т. к. волны подходят к берегу под прямым углом, и здесь начинается аккумуляция, ведущая к заполнению осадками вогнутой части и выравниванию береговой линии.



Дальние маршруты

Бухта Лазурная (гора Кабель)
Южная и Северная Демерджи
Краснопещерный
Чатыр-Даг
Большой каньон
Мыс Фиолент

Гора Кабель – бухта Лазурная

Романовская Мария Александровна, Фролова Наталья Сергеевна



Цель маршрута: знакомство со среднеюрским (байосским) магматическим комплексом Южного берега Крыма, изучение складчатых и разрывных нарушений в клифе бухты Лазурная, изучение склоновых процессов и геологической деятельности моря.

Общая характеристика маршрута: Крупные выходы магматических тел в Горном Крыму известны в 4-х участках: 1) в юго-западной части побережья Гераклейского полуострова в районе мыса Фиолент; 2) между городами Бахчисарай и Симферополь в бассейнах рек Альма и Бодрак; 3) на южном берегу Крыма (ЮБК) – массивы Аюдаг, Кабель и другие малые интрузии; 4) в восточной части – массив Карадаг. По мнению некоторых исследователей (Шнюкова, 2013) для этих участков отмечается омоложение возраста пород с запада на восток – от средней юры, через среднюю и позднюю юру и до поздней юры-раннего мела. [Но в действительности, вплоть до настоящего времени надёжных современных изотопно-геохронологических данных о возрасте проявлений магматизма в Крыму практически нет, и лишь немногие из имеющихся геохронологических данных заслуживают внимания. – прим. Н.Б.Кузнецова].

Магматические породы в районе практики представлены как интрузивными, так и эффузивными образованиями среднеюрского (байосского) магматического комплекса. Интрузивы – относительно небольшие гипабиссальные тела, которые, как правило, прорывают породы таврической серии, реже средней юры. Их основная масса (свыше 90%) находится на Южном берегу Крыма в Алуштинском районе, а также локализована в довольно узкой полосе, которая начинается на г. Кабель и прослеживается в северном направлении в сторону Симферополя (рис. 13-1).

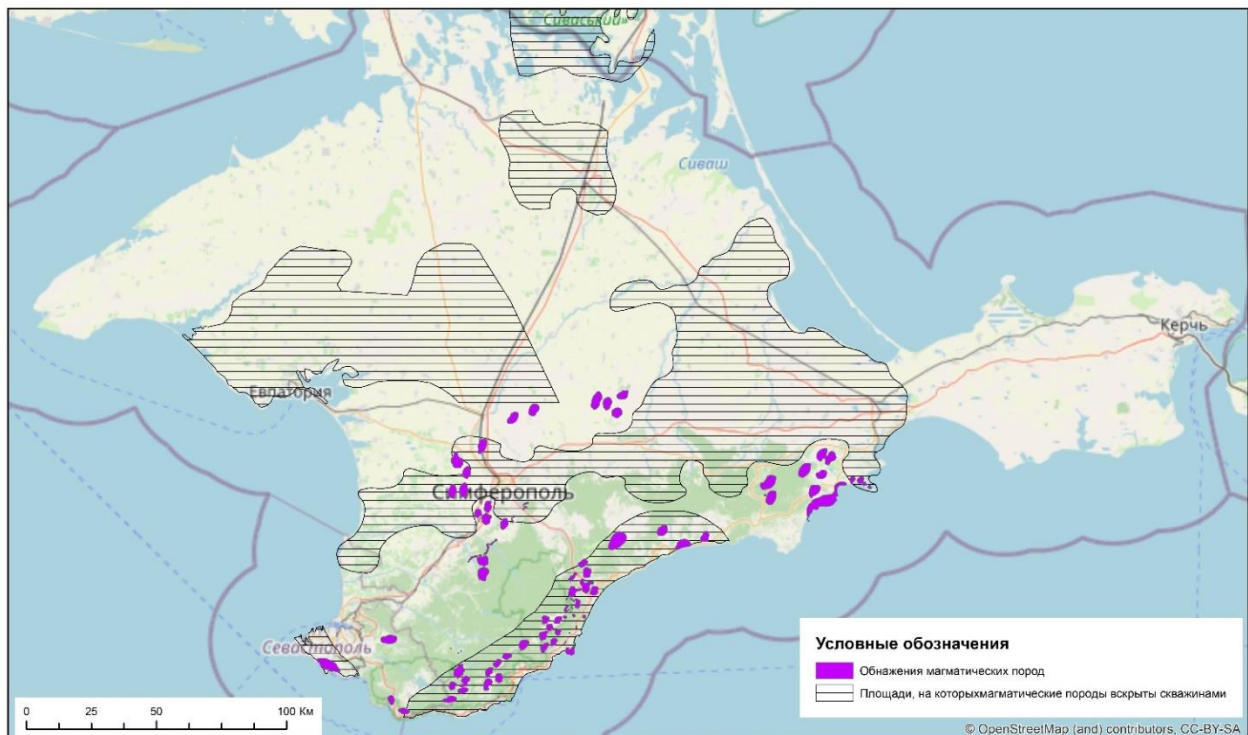


Рис. 13-1. Схема распространения магматических пород в Крыму (по Славин, 1975).

На дневную поверхность выходят самые верхние, апикальные части интрузивных тел, обособленные на поверхности и часто связанные друг с другом на глубине (Славин, 1975). Однако, по геофизическим данным, такие крупные лакколитоподобные тела как Аю-Даг и Кастель, являются бескорневыми (Юдин, 2012). Более мелкие интрузии образуют небольшие линейно-вытянутые цепочки северо-западного и северо-восточного простирания, что, возможно, говорит о связи их с региональным тектоническим нарушением (Славин, 1975).



a)



б)

Рис. 13-2. Общий вид горы Кастель: (а) – вид со стороны яйлы, (б) – вид с моря.

Форма интрузивных тел довольно однообразна – плитообразная (дайки) или куполообразная (рис. 13-2), реже встречаются силлоподобные тела (массив Школьный). Куполообразные тела Крыма в литературе называют и лакколитами, и магматическими куполами. Купола часто имеют уплощенный свод и немного вытянутую форму (рис. 13-3).



Рис. 13-3. Форма наиболее крупных интрузивов района практики г. Кабель (слева) и г. Аю-Даг (справа) (фото М.А. Романовской).

По составу среди интрузивов выделяются породы габброидного (основного) состава – долериты, габбродиориты, габбро, габбронориты, и гранитоидного (кислого) состава – плагиограниты, гранодиориты (Спиридонов, 2018, 2019). Породы, в силу своего неглубокого, гипабиссального формирования, часто обладают своеобразными порфиоровыми, а на контакте даже афанитовыми структурами, что часто вызывает разные суждения относительно их названия.

Маршрут начинается с дороги, отходящей налево от основной трассы Алушта-Ялта в сторону Профессорского уголка, практически на месте высадки групп из автобусов. Здесь можно еще рассказать о первой гряде Крымских гор, а также с этой точки хорошо наблюдается округлая куполообразная форма горы Кабель и видны ее крутые склоны; стоит отметить цвет поверхности видимых скальных выступов.

Точка 1. Обзорная площадка возле трассы Севастополь-Алушта.

GPS: 44°38'31.35"С, 34°22'28.39"В

Гора Кабель, высотой 439 м, памятник природы расположенный на южной окраине Алушты, за Профессорским уголком. Размер интрузива небольшой, около 1 км², (1100x900 м). Верхняя часть горы покрыта лесом, на восточном и юго-восточном склонах присутствует развал каменных глыб размером до 3-5 м в поперечнике. Название горы, по-видимому связано с тем, что на ее вершине в древности была крепость ("Кабель" в переводе

с древнегреческого означает крепость, укрепление). По легенде, в средние века эта крепость являлась последним убежищем царицы Сугдеи - Феодоры, где она сражалась с генуэзцами и погибла. Как напоминание об этом событии крутой юго-западный склон горы имеет бурый цвет и черные полосы похожие на кровь защитников и потоки расплавленной смолы. Такая окраска поверхности склона, как будет показано ниже, является результатом контактовых изменений, вызванных внедрением интрузивного тела. Интрузив горы Кагель вскрыт до глубины 400 м (Славин, 1975).

Точка 2. Северо-западный склон г. Кагель.

GPS: 44°38'24.85"C, 34°22'44.62"В

Обнажение толщи пород таврической серии в уступе над дорогой в поселок Профессорский уголок. Видимая длина обнажения порядка 10 м, высота 5-6 м. Обнажение сложено преимущественно алевролито-аргиллитовыми породами с несколькими маломощными (от 2-3 до 10-12 см) прослоями песчаников. Слои пород невыдержанные по мощности и протяженности, имеют крутой, до вертикального, угол падения. Аргиллиты и алевролиты перетерты в мелкую щебенку, Прослои песчаников будинированы и даже растащены в разные стороны со смещением до 10-15 см. Пространство между будинами заполнено аргиллитами (рис. 13-4).



Рис. 13-4. Мелкощебнистая ороговикованная толща таврической серии, видны «разорванные» прослои песчаников (фото Г. Казанина).

Будинаж (фр. *boudin* – валик, колбаса) – вид деформации отдельных слоёв, пластов и жил в неоднородно-слоистых средах (горные породы, осадки, жилы, дайки, расплавы и т.д.), заключающийся в разделении их на **будины** (блоки, линзы и т.д. разнообразной морфологии), а также в образовании раздувов и пережимов. Пространство между

будинами заполняется облегающим пластичным материалом, а также жильным веществом (кальцитом, кварцем, гранитом и др. (Геологический..., 1978).

Породы в зоне экзоконтакта ороговикованы, аргиллиты имеют темно-серый, почти черный цвет, раздроблены, обладают характерным шелковистым блеском, свидетельствующим о присутствии в породе графита (рис. 13-5). Более крупнозернистые разновидности пород, алевролиты и песчаники, разбиты трещинами, выполненными в основном кварцем и кальцитом. Также отмечаются гнезда вторичной минерализации – кварца, пирита, халькопирита, борнита. Ближе к интрузивному телу породы приобретают практически черный цвет, ожелезнены и раздроблены (рис. 13-5). Контактное воздействие, зона экзоконтакта, отмечается на расстоянии до 100 м от самого контакта с интрузивным телом.



Рис. 13-5. Раздробленные ороговикованные аргиллиты и алевролиты в непосредственной близости от контакта с интрузивным телом г. Кагель (фото М.А. Романовской).

Точка 3. Площадка уступа на северо-западном склоне г. Кагель.

GPS: 44°38'22.50"C, 34°22'44.43"B

Продвигаемся выше по промоине к самому контакту интрузивного тела. Контакт с вмещающей толщей таврической серии крутой (80°-85°), местами отчетливо подвернутый,

уходящий под интрузивное тело. Поверхность контакта волнистая, что, по-видимому, связано с разной механической устойчивостью пород таврической серии при внедрении интрузива (рис. 13-6). Скорее всего вогнутые участки поверхности соответствовали прослоям аргиллитов.



Рис. 13-6. Волнистая поверхность контакта интрузива Кагель (фото Г. Казанина).

Поверхность самого контакта местами имеет черный цвет, на ней видны черные участки «приваренных» аргиллитов. Здесь же проявлены зоны хлоритизации и серицитизации. Поверхность осложнена многочисленными гнездами вторичной минерализации. Гнезда размером до 10 см и более, выполнены кальцитом, кварцем, пиритом, часто выкрошены (рис. 13-7). Пирит отмечается и в виде рассеянной минерализации, единичные зерна достигают иногда 1-2 см. В целом, поверхность интрузива имеет рыжеватый оттенок, что обусловлено разложением пирита и появлением на его месте оксидов и гидроксидов железа. Желто-бурые потеки лимонита явились причиной древнего названия западной стенки – скала Гемата-Кая (Кровавая скала) (Головкинский, 1894). Оценить мощность эндоконтакта затруднительно, т.к. выход пород на контакте имеет темную, иногда черную, корку закалки, а сами породы очень крепкие, фельзитоподобные, и проследить их мощность вглубь интрузии не представляется возможным.

Породы, слагающие само интрузивное тело, в этом месте очень светлые, светло-серые, по текстуре плотные, иногда на самом контакте пористые. Структура скрыто- и микрокристаллическая. Тут же отмечаются порфиоровые разности пород, светло-голубовато-зеленоватого цвета, на фоне основной нераскристаллизованной основной массы видны мелкие (1-1,5 мм) редкие вкрапленники кварца и более частые и крупные (до 3 мм) вкрапленники прямоугольных очертаний – плагиоклаза (альбита). В более глубоких частях

массива отмечается микро- и мелкокристаллическая структура основной массы. Из второстепенных минералов присутствуют слюда, пироксен, акцессорные минералы – апатит,



Рис. 13-7. Ожелезнение, развитое в зоне эндоконтакта, видно ярко рыжее гнездо лимонита (фото Г. Казанина).

флюорит, графит, циркон. По поводу названия этих пород существует несколько точек зрения. Эта порода, несомненно, относится к кислым, содержание кремнезема в ней составляет от 65 до 73,9 %, по минеральному составу она относится к гранитам. Основная масса составляет 2/3 объема породы. Вкрапленники состоят из плагиоклаза (альбита-андезина) - 29%, кварца - 5%, пироксена - 0,5%.

Традиционно породы интрузива Кагель называли плагиогранитами или плагиогранит-порфирами. Однако их неполнокристаллическая структура дает основания называть их и плагиориолитами (Спиридонов Э.М., устное сообщение). Согласно рекомендации Петрографического Кодекса (2008), для гипабиссальных пород предлагается использовать термины порфир (для кислых) и порфирит (для основных) разновидностей пород.

***Рекомендация 1.** В целях ликвидации двойственности в обозначении кайнотипных и палеотипных вулканических пород одного вида Петрографический кодекс рекомендует использовать единую номенклатуру для всех вулканических пород, принятую и в международной практике. Термины «порфир» и «порфирит» сохраняются только в наименованиях гипабиссальных пород и пород гипабиссального облика (Петрографический кодекс, 2008).*

Скорее всего, уместно употреблять названия плагиогранит-порфир для большей части пород интрузивного массива г. Кагель и диорит-порфирит для пород центральной части интрузива, а также для пород интрузивного массива Школьный.

Точка 4. Выемка старого карьера («гранитной мастерской») на южном склоне г. Кагель.

GPS: 44°38'7.34"C, 34°22'57.82"B

В настоящее время выемка почти полностью занята постройками частного сектора, но в сохранившихся отвалах еще можно обнаружить крупные блоки плагиогранит-порфириров. Здесь отмечаются практически неизменные невыветрелые блоки голубовато-серого цвета этих пород. Кроме того, отмечаются крупные глыбы (размер в среднем 1.5x1.5 м), добытые во время разработки карьера, сложенные диоритом или габбро-диоритом. Породы серого или темно-серого цвета, цветовой индекс 40-60, плотные массивные, в основном мелкокристаллической, реже средне кристаллической структуры. На фоне мелкокристаллической массы отмечаются более крупные кристаллы авгита, реже плагиоклаза (андезина). Основная масса породы слагается тонкими лейстами плагиоклаза и мелкими кристалликами авгита. Отмечаются акцессорные и рудные минералы. Из вторичных минералов развиты хлорит и кальцит. Своеобразная структура этой породы и ее минералогический состав позволяют назвать ее диорит-порфиритом или авгитовым диорит-порфиритом.

В. Н. Павлинов (1946), проанализировав разновидности пород г. Кагель, отметил, что они отличаются значительным однообразием химического состава, и по содержанию окислов и минералогическому составу могут быть названы кварцевыми диорит-порфиритами или порфирированными гранодиоритами.

Здесь же, в карьере, в отдельных глыбах кварцевых диорит-порфиритов устанавливаются округлые иногда угловатые включения пород более темного, практически черного цвета. Включения имеют более мелкокристаллическую, чем окружающая порода, структуру (рис. 13-8). По поводу происхождения этих включений существует несколько точек зрения.

1. В книге В. И. Славина (1975) отмечено, что в периферических частях интрузива Кагель обнаружено множество *ксенолитов* габбро-диоритов. На основании этого факта делается вывод о более раннем внедрении последних. В. Н. Павлинов (1959), С. М. Кравченко и В. И. Лебединский (1965-1966) исследовали интрузивные массивы Крыма и пришли к выводу, что внутренняя часть большинства массивов представлена габброидами.

2. По мнению В.Н. Павлинова (1959), круглые включения пород, заключенные в порфиритах и имеющие несколько отличные от вмещающей массы состав и структуру, не могут быть названы ксенолитами, потому что они не являются чуждыми образованиями для этой магмы. Они возникли в результате разламывания первоначального панциря массива повторным внедрением магмы, поэтому, такие включения правильнее назвать *автолитами*.

3. По нашему мнению, поскольку эти обособления не имеют ни отчетливых границ, ни угловатой формы, ни следов оплавления или закалки, то, по-видимому, называть их ксенолитами не совсем верно. Скорее всего, это – результат дифференциации (ликвации) или перемешивания магмы при ее внедрении. Если принять эту точку зрения, то эти обособления следует называть *шпирами*.



a)



б)

Рис. 13-8. Темноцветные мелкозернистые обособления габброидов в более светлых диорит-порфиритах (фото М.А. Романовской).

Возраст пород горы Кагель

Валовая проба плагиогранит-порфиров продемонстрировала ранне-среднеюрский диапазон возраста кагельского магматизма – 170 ± 6 млн. лет (К-Аг метод; Багдасарян, Лебединский, 1967). По современной шкале эта цифра отвечает байосскому ярусу средней юры (точнее аален-бату с учетом погрешности метода). Другая группа возрастных определений Кагельского массива – позднеюрская, 160 млн. лет (Спиридонов и др., 1990,

Державна..., 2008), по старой стратиграфической шкале эти датировки соответствовали средней юре, но по современной шкале отвечают оксфордскому веку поздней юры.

Точка 5. По маршруту.

GPS: 44°37'59.6"C, 34°22'56.7"B

На дороге в сторону бухты Лазурная можно обратить внимание студентов на развитие оползневых процессов на склонах, спровоцированное деятельностью человека. Справа от дороги, на холмах над бухтой Лазурная, склоны распаханы под виноградники. Борозды между рядами виноградников направлены вниз по склону, что, во-первых, активизирует склоновые процессы, такие как овражная эрозия и оползание, а, во-вторых, способствует ускоренному стоку воды с полей.

Точка 6. Клиф бухты Лазурная у недостроенного пансионата.

GPS: 44°37'37.6"C, 34°23'05.3"B

Здесь вдоль берега в южном направлении у подножья клифа тянется сероцветная обломочная толща. Толща сложена щебнисто-дресвяно-песчано-алеврито-глинистым материалом серого иногда рыжеватого цвета (рис. 13-9). Преобладающий размер обломков – дресвяно-песчанистый. Видимая мощность накоплений до 5-6 м. Судя по составу обломков, источником материала в этих отложениях являются породы таврической серии, слагающие клиф бухты Лазурная. Толща имеет делювиально-пролювиально-коллювиальное происхождение. Время ее формирования – четвертичный период.



Рис. 13-9. Терригенно-глинистая делювиально-пролювиально-коллювиальная толща у подножья клифа в северо-восточной части бухты Лазурная (фото М.А. Романовской).

Точка 7. Бухта Лазурная.

Бухта Лазурная находится в пределах городского округа Алушта, близ села Лазурное. Обнажение представляет собой береговой обрыв (клиф), высотой до 40 м и длиной около 500 м (рис. 13-10). Координаты СВ края обнажения 44°37'25.00"C, 34°22'57.66"B, ЮЗ конца 44°37'15.928"C, 34°22'54.520"B.

Вдоль крутого и высокого клифа, к югу от недостроенного пансионата, протягивается выход ритмично слоистых отложений таврической серии (рис. 13-11). В обрывах обнажена

нижнетаврическая свита таврической серии, представленная ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов.



Рис. 13-10. Схема маршрута по бухте Лазурная (материалы Н.С. Фроловой).



Рис. 13-11. Ритмично-слоистая толща отложений таврической серии в клифе бухты Лазурная (фото Н.С. Фроловой).

В слоях четко видна градационная слоистость, по которой легко определить подошву и кровлю слоя (студенты могут это сделать). Часто хорошо видны элементы циклов Боума

(можно дать рисунки этих циклов – полных и неполных). Студенты могут поискать их и описать. Местами в подошве песчаных слоев и алевролитов иногда наблюдается конволюционная слоистость (рис. 13-12, рис. 13-13). Можно дать рисунок, показывающий механизм ее образования.

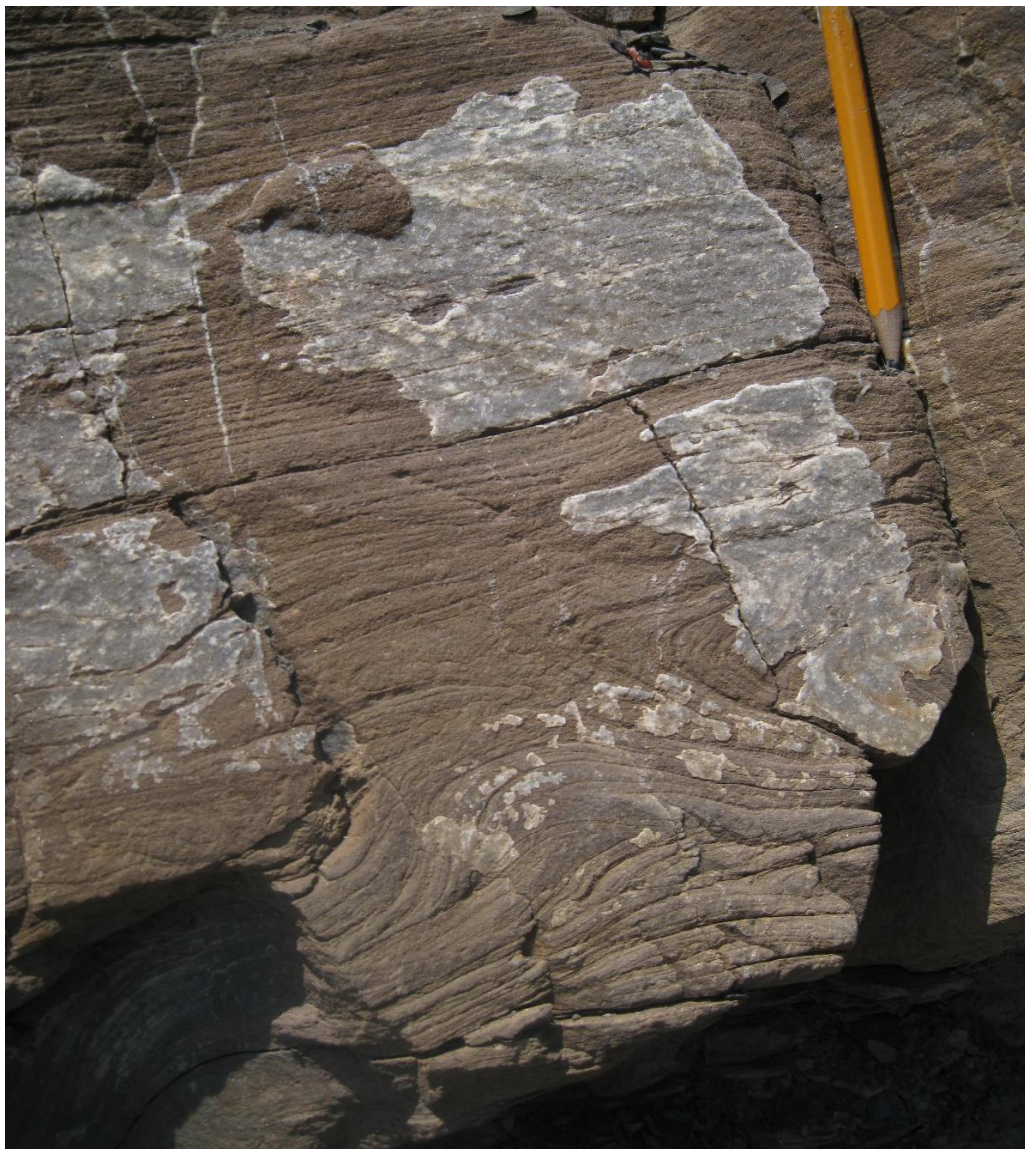


Рис. 13-12. Конволюционная слоистость в основании прослоя алевролитов. Бухта Лазурная (фото Н.С. Фроловой).

На подошве песчаных слоев можно найти иероглифы; наиболее важными являются слепки желобков размыва (рис. 13-14). С их помощью можно не только определить нормальное или опрокинутое залегание слоя, но и определить направление палеотечения. При движении мутьевого потока вода движется впереди основной массы потока и образует вихревые течения в виде мелких «торнадо». Эти вихревые потоки на глинистом дне бассейна образуют желобки разной, часто неправильной, формы. При выпадении из суспензии песчинок эти желобки заполняются песком, и получаются слепки желобков на подошве вышележащего слоя. По этим слепкам можно определить направление потока.



Рис. 13-13. Конволютная слоистость в основании прослоя алевролитов. Бухта Лазурная (фото Н.С. Фроловой).



Рис. 13-14. Желобковые иероглифы на подошве слоя песчаников в бухте Лазурная (фото Н.С. Фроловой).

Можно поручить студентам найти эти желобки (они обычно видны на подошве толстых слоев песчаников) и определить направление течения в конкретном месте. Если

сделать массовые замеры слепков желобков и элементов залегания слоев, на которых они расположены, то можно вычислить ориентировку палеосклона, а значит – направление сноса материала.

Наличие циклов Боума свидетельствует о том, что описываемый разрез представляет собой турбидиты, которые накапливались в глубоководной обстановке. Возможно, что это фации прирусловых валов (Е.Ю. Барабошкин, устное сообщение).

Слои пород таврической серии смяты в складки разных размеров и конфигурации и нарушены разрывами (рис. 13-15). Эта «складчатость» весьма своеобразна, она сильно отличается от привычного чередования антиклиналей и синклиналей. Вот ее характерные черты:

1. Размеры складок варьируют от нескольких сантиметров до десятков метров.
2. Наклон осевых поверхностей самый разнообразный, встречаются все типы складок – от прямых до ныряющих. Преобладают лежащие складки (рис. 13-16). Наклон осевых поверхностей быстро меняется как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, иногда на расстоянии первых метров в соседних складках.



Рис. 13-15. Разнообразные складчатые и разрывные нарушения в отложениях таврической серии в бухте Лазурная (фото Н.С. Фроловой).

3. Складчатость резко дисгармонична. Форма, размер, наклон осевых поверхностей меняются на небольшом расстоянии. Студентам можно предложить найти признаки дисгармонии.
4. В обнажении можно найти и участки моноклинального залегания (рис. 13-11).
5. Шарниры складок имеют разнообразную ориентировку – от пологой до крутой, они также меняют свой азимут. Можно попросить студентов найти складки с разным погружением шарниров.
6. Преобладают асимметричные складки, степень асимметрии сильно варьирует. Можно попросить студентов найти асимметричные складки.
7. Присутствуют складки необычной формы: коробчатой, веерообразной, спиралевидной.

8. По соотношению мощности слоев в замке и на крыле складок последние можно отнести к складкам подобным, реже они близки к концентрическим.



Рис. 13-16. Одна из лежащих складок в отложениях таврической серии в бухте Лазурная (фото Н.С. Фроловой).

В обнажении можно наблюдать множество разрывных нарушений (чаще малоамплитудных), их видимая протяженность составляет первые метры, кинематические характеристики различны. Интересно отметить малоамплитудные надвиги с осложняющими их складками.

Асимметричные, в том числе лежащие складки, свидетельствуют о том, что ансамбль складок в бухте Лазурная сформировался в обстановке сочетания горизонтального сжатия со сдвигом в горизонтальной плоскости. Ряд признаков (2, 3, 4, 5, 7) может свидетельствовать о том, что это подводно-оползневая складчатость. Оползание со склонов подводных прирусловых валов нередко встречается в литературе.

Отдельные находки фоссилий в породах таврической серии в бухте Лазурная свидетельствуют об их раннеюрском возрасте (Юдин, 2012).

Точка 8. Берег центральной части бухты Лазурная.

GPS: 44°37'20.1"С, 34°22'55.1"В

Три-четыре береговых вала, иногда здесь наблюдается подводный вал. Размер материала от валунного до песчанистого. Изучить высоту и ширину валов, состав галек. Отметить перенос материала вдоль берега в западном направлении, устанавливаемый по преобладанию галек из пород г.Кастель.

ГЛАВА 14

Гора Кабель – бухта Лазурная

Латышева Ирина Валерьевна



Цели маршрута: изучение пород таврической серии ($T_3-J_1 tv$), изучение магматических пород (J_2b), изучение геологической деятельности моря, изучение антропогенного влияния на протекание современных геологических процессов.

Как добраться: Маршрут начинается на 5 км шоссе Алушта-Ялта, на повороте от шоссе в сторону вершины г. Кабель. Отсюда открывается хороший вид на гору Кабель, и можно примерно проследить весь будущий маршрут. Маршрут заканчивается в бухте южнее села Лазурное, выезд группы на автобусе возможен из села Лазурное, с площадки около винзавода ($44^{\circ}37'55.89''C$, $34^{\circ}23'6.88''B$).

Общая протяженность маршрута составляет около 5 км, из них на выход от последней точки наблюдения к стоянке автобуса приходится около 1 км (по кратчайшему пути).

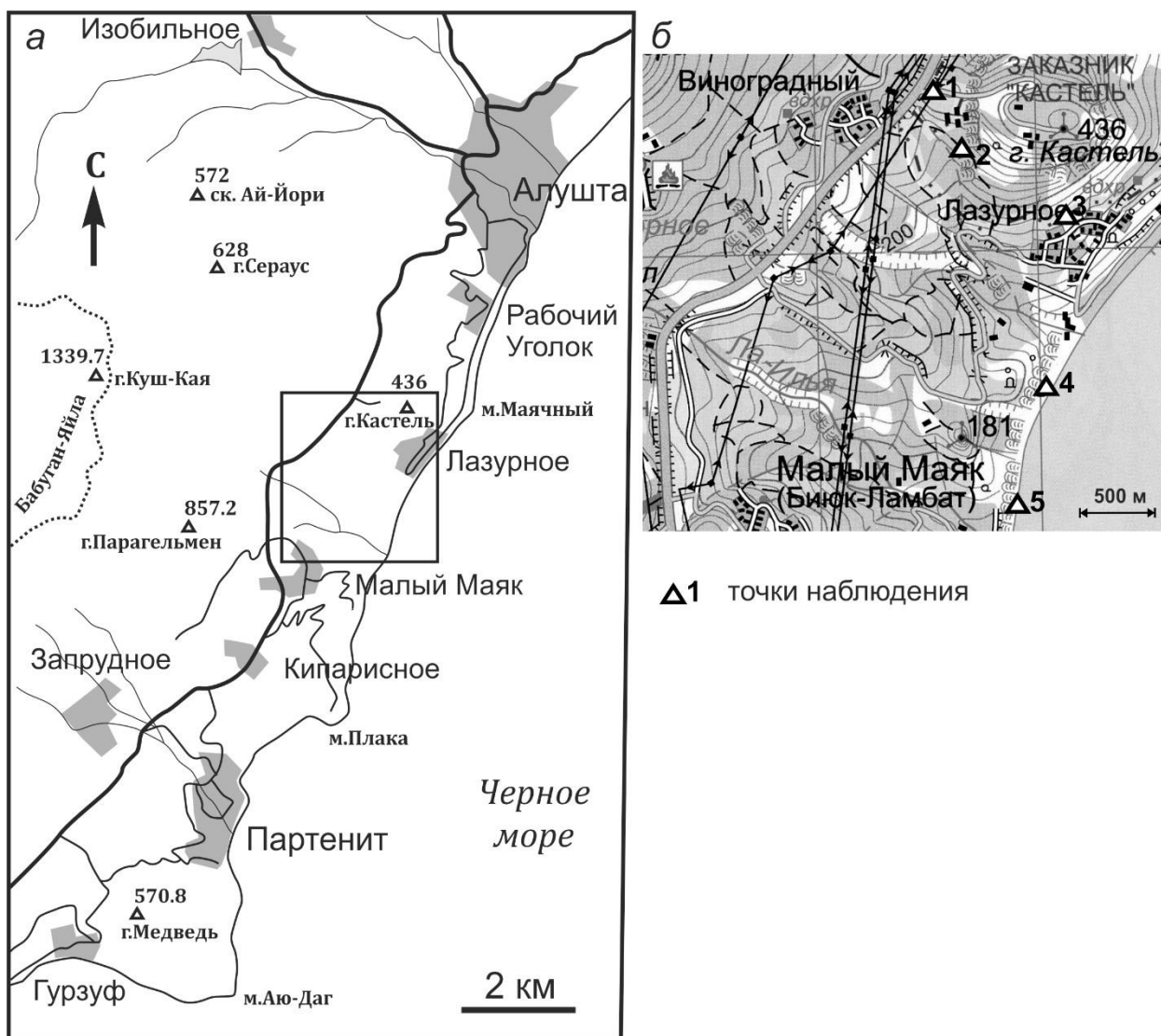


Рис. 14-1. Схема маршрута. (а) - положение маршрута на карте (по листу топографической карты L-36-129 масштаба 1:100000); (б) - положение точек маршрута в окрестностях с. Лазурного.

Маршрут можно разделить на две независимые части, каждая из которых может быть проведена как отдельный маршрут: 1) изучение магматических процессов на примере интрузивного массива Кагель (т.н. 1-3); 2) изучение таврической серии и современных геологических процессов в бухте к югу от с. Лазурного (т.н. 4-5) (рис. 14-1).

Точка 1. Левый поворот на 5-м км шоссе Алушта-Ялта, в 1 км к западу от с. Лазурного.

GPS: 44°38'30.95"C, 34°22'27.67"B

Точка наблюдения находится на высоте около 350 м над уровнем моря. С обзорной точки хорошо виден характер рельефа Южного берега Крыма (ЮБК). Главная гряда, сложенная известняками верхнеюрского возраста, возвышается над уровнем моря на 1-1,5 километра. К западу от шоссе видна Бабуган-Яйла, в пределах которой находится высшая точка Крымских Гор – г. Роман-Кош (1545 м). Весь крутой склон ЮБК сложен породами таврической серии, здесь выделяются отдельные крупные оползневые блоки (г. Парегельмен). Хорошо отпрепарированы и в пределах ЮБК выделяются в рельефе среди пород таврической серии несколько овальных гор и холмов с крутыми склонами, сложенных гипабиссальными интрузивными массивами - Кагель, Урага, Чамны-Бурун, Малый Маяк, Аю-Даг, Верблюд и др. Массив Кагель размером около 400×800 м, овальной формы в плане, вытянут, примерно, с запада на восток (рис. 14-2).



Рис. 14-2. Вид горы Кагель с точки №1.

Точка 2. Дорога вдоль юго-западного склона г. Кагель, в 500 м по дороге от шоссе Алушта-Ялта.

GPS: 44°38'18.62"C, 34°22'40.60"B

В правом борту дороги наблюдается небольшое обнажение пород таврической серии, высотой около 3 м, протяженностью около 5-6 м. В довольно крутой стенке отмечаем ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Песчаники темно-серые мелкозернистые, массивные, довольно прочные, часто пронизаны кальцитовыми жилами мощностью до 1 см. В песчаниках преобладают кварцевые зерна, встречаются обломки слюд, плагиоклазов, мелкие обломки

скрытокристаллических кремнистых и вулканических пород, по составу обломков песчаники можно отнести к субгравакковым (по диаграмме Г.Ф. Крашенинникова). Алевролиты тонкозернистые, тонкослоистые, слоистость чаще всего параллельная, иногда бывает волнистая. В некоторых ритмах мощность прослоев алевролита очень мала, менее 0,5 см, что затрудняет его поиски и отбор образцов. Аргиллиты коричневые, темно-серые, тонкоплитчатые, их прослои на поверхности обнажения покрыты мелкой щебенкой. В разрезе преобладают аргиллиты, породы сложно дислоцированы, образуют небольшие складки, падение толщи пород в целом на юго-запад, под крутыми углами (около 80 градусов).

Непосредственный контакт пород интрузивного массива с вмещающими породами таврической серии наблюдается в 50 м к востоку от поворота дороги, в верхней части промоины (44°38'19.15"С, 34°22'42.62"В). Промоина очень крутая, много «живых», неустойчиво лежащих глыб, подъем по ней или по склону большими группами довольно опасен.

Хорошо выражена зона экзоконтакта – зона изменения вмещающих пород таврической серии. Наиболее сильные изменения в породах проявились вблизи интрузивного массива, в полосе шириной около 5 метров (рис. 14-3, а, б). Аргиллиты в условиях термального метаморфизма здесь преобразованы в роговики – черные прочные скрытокристаллические породы, со сланцеватой (реже массивной) текстурой. Среди них встречаются будины окварцованных песчаников, большинство из них ориентировано длинными осями вдоль границы интрузивного тела. Песчаники темно-серые, с массивной или полосчатой текстурой, на поверхности будин ожелезненные.

Внутри будин песчаников и в породах из зоны эндоконтакта можно встретить минеральные жилы, сложенные кальцитом, кварцем и сульфидами (пирит, халькопирит и др.).

Граница интрузивного тела слабоволнистая, вероятно, это связано с присутствием во вмещающих породах таврической серии прослоев разной прочности: более мягких и пластичных аргиллитов и более прочных песчаников. На поверхности интрузивного массива отмечается тонкая корочка «припеченных» к нему роговиков. Можно заметить, что интрузивное тело имеет каплевидную или диапировую форму, т.к. его граница, уходящая вниз, немного подворачивается.

Зона эндоконтакта шириной первые сантиметры сложена массивной сероватой породой с мелкими порфировыми вкрапленниками плагиоклазов белого цвета, иногда бурой по трещинам в результате окисления.

Если пройти по склону вдоль контакта в южном направлении, то можно увидеть и замерить несколько систем трещин, пронизывающих интрузивное тело.

Возраст пород интрузивного массива Кастель, как и большинства гипабиссальных массивов ЮБК, ранее определялся как нижнеюрский-раннебайосский (Славин, 1975), по имеющимся значениям изотопного возраста 160-170 млн лет (Спиридонов и др., 1990; Багдасарян, Лебединский, 1967). По данным трекового анализа цирконов время остывания массива Кастель определено как 149 ± 10 млн лет (Соловьев, Рогов, 2010).

Продолжаем спуск по дороге до с. Лазурного.

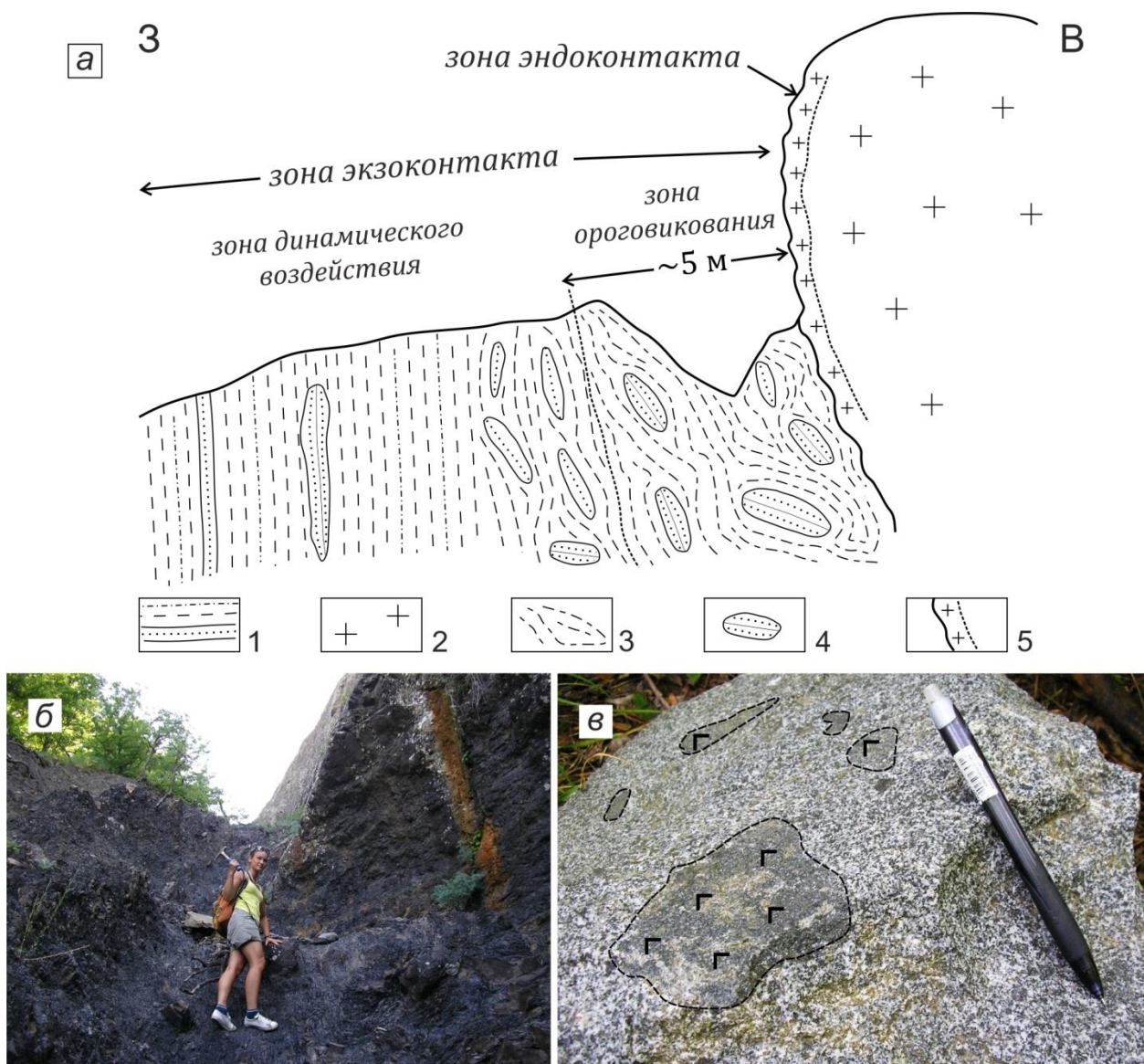


Рис. 14-3. Схема строения (а) и общий вид (б) контакта интрузивного массива Кастель с вмещающими породами таврической серии; (в) включения габброидов в кварцевых диоритах интрузивного массива Кастель. Условные обозначения: 1 - породы таврической серии (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 2 - породы интрузивного массива Кастель (плагиограниты); 3 - ороговикованные аргиллиты из зоны экзоконтакта; 4 - будины окварцованных песчаников из зоны экзоконтакта; 5 - зона эндоконтакта.

Точка 3. Зброшенний карьер на северной окраине с. Лазурного («Гранитная мастерская»).

GPS: 44°38'3.31"C, 34°23'9.37"B

В глыбовом развале можно ознакомиться со всеми вскрытыми на поверхности разностями пород, слагающими интрузивный массив Кастель. Наиболее распространенные породы – это плагиограниты. Встречаются также кварцевые диориты и небольшие (размером до 15 см) включения габброидов в них (рис. 14-3, в).

Плагиограниты – породы зеленовато-серого цвета с порфировидной структурой, вкрапленники до 1-3 мм, представлены плагиоклазом, кварцем, хлоритизированным биотитом. Текстура плотная, массивная.

Кварцевый диорит – более темная серо-зеленая порода, иногда с пятнистой текстурой. Отчетливо видно, что она содержит больше темноцветных минералов, все они вторично изменены (хлоритизированы). Структура мелкокристаллическая, иногда порфириовидная. Средний размер кристаллов, слагающих породу, не превышает 1-2 мм. Структуры наблюдаемых магматических пород свидетельствуют об их гипабиссальном происхождении.

Включения габброидов можно наблюдать только среди кварцевых диоритов. Породы, слагающие включения, черные, с очень мелкими белыми плагиоклазами, средний размер кристаллов менее 1 мм. Границы включений округлые, сглаженные, часто подчеркиваются светлой каемкой из плагиоклазов. Такие каемки могут быть одним из признаков смешения магм разных составов.

Наличие нескольких разностей пород и включений предположительно основного состава может объясняться двумя фазами поступления магматического расплава, например, если в долгоживущий магматический очаг (преимущественно кислого состава) происходит поступление новых порций расплава основного состава (Плечов и др., 2008). По границе смешения магм разного состава образовались кварцевые диориты, внешняя часть массива осталась более кислой по составу и сложена плагиогранитами, во внутренних частях можно встретить не до конца преобразованные участки основного состава, сложенные габброидами.

От «Гранитной мастерской» выходим на окраину с. Лазурного, спускаемся к берегу моря.

Точка 4. Берег моря в 1 км к ЮЮЗ от с. Лазурного.

GPS: 44°37'30.51"C, 34°23'0.33"B

По ходу маршрута можно отметить, что в приустьевой части р. Черной и в бухте, расположенной к северу от нее, располагаются морские буны, которые делят пляж и задерживают вдольбереговое перемещение галечного материала, приносимого волнами с севера, не позволяя ему переместиться в южном направлении (рис. 14-4). Поэтому в бухте, южнее приустьевой части р. Черной, происходит, в основном, вынос обломочного материала и деградация пляжа.

Обломочный материал, слагающий приустьевую часть р. Черной и пляж к югу от нее (в бухте Лазурной), представлен крупными глыбами до 1-2 м в поперечнике, по составу глыбы соответствуют породам, слагающим интрузивный массив Кагель. По направлению к очередной точке наблюдения размер обломочного материала постепенно уменьшается до 30-50 см, потом до 10-20 см, и только в центральной части бухты можно видеть средние и мелкие гальки размером менее 5 см. В разные годы здесь, в пределах довольно узкого пляжа шириной до 10-12 м, можно наблюдать до пяти береговых валов. В зависимости от направления движения волн они бывают ориентированы вдоль береговой линии или косо к ней. В валах обычно можно отметить сортировку обломочного материала по размеру, состав галек соответствует составу пород таврической серии и массива Кагель. Иногда в результате сильных штормов почти весь обломочный материал уносится в море, и на некоторых участках берега открывается абразионная поверхность (бенч), сложенная породами таврической серии. Наблюдения показывают, что в этой части ЮБК абразионная деятельность моря преобладает над аккумулятивной, а береговые сооружения, призванные

удержать гальку на пляжах для отдыхающих, нарушают вдольбереговой перенос материала, и тем самым способствуют усилению морской абразии.

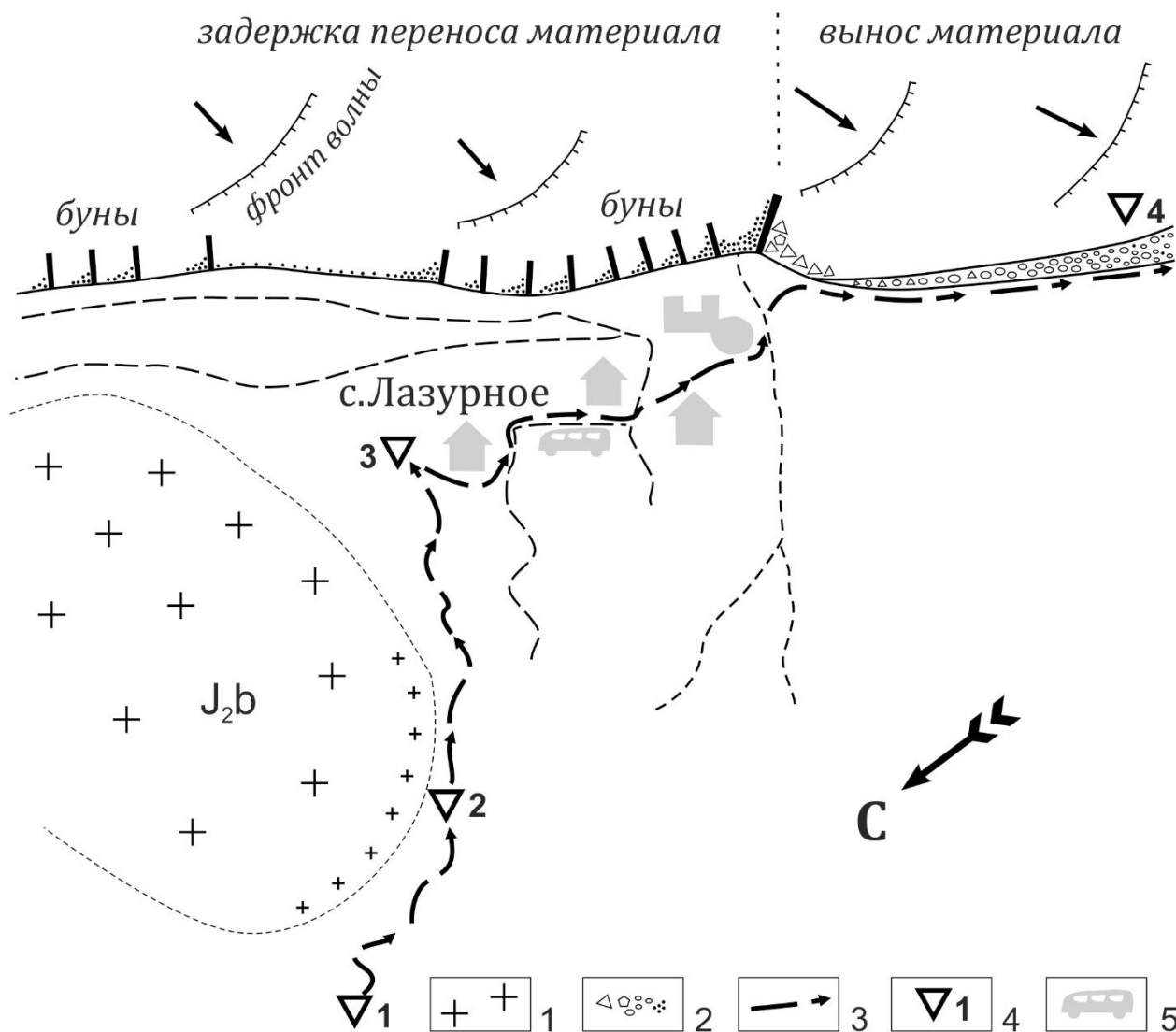


Рис. 14-4. Антропогенное влияние на вдольбереговой перенос в районе с. Лазурного и схема маршрута (рис. А.Н. Стафеева). Условные обозначения: 1 - массив Кастель; 2 - обломочный материал в прибрежной зоне; 3 - ход маршрута; 4 - точки наблюдения; 5 - место стоянки автобусов.

Пляж в тыловой части прислонён к клифу высотой около 20 м, сложенному интенсивно дислоцированными породами таврической серии. На примере этого обнажения можно показать все характерные литологические свойства пород таврической серии. Толща обладает ритмичным строением. В отдельных ритмах хорошо выражена градационная слоистость, можно выделить крупнозернистые массивные песчаники, песчаники средне- и мелкозернистые с конволютной слоистостью, тонкозернистые песчаники и алевролиты с параллельной слоистостью, тонкослоистые аргиллиты, пластовые конкреции сидеритов. Мощность прослоев песчаников от 5 до 20 см, иногда достигает 0,5 м, алевролитов обычно около 1-2 см, в разрезе преобладают аргиллиты, мощность прослоев от 3 до 30 см. На подошве нижнего элемента ритма встречаются иероглифы: язычковые (слепки борозд размыва), валики и бугорки (рис. 14-5, а). По градационной слоистости и иероглифам легко устанавливаются подошва и кровля слоев в пределах изучаемого обнажения.

Характерная текстура для некоторых прослоев песчаников – конволютная слоистость – отчетливо выраженное смятие микрослойков в пределах одного слоя песчаника. Характер микроскладок весьма разнообразен. Формирование конволютной слоистости наиболее вероятно связано с латеральным межпластовым течением в разжиженном осадке. Как правило, прослой песчаника во флишевой толще представляет собой линзу, зажатую среди глинистых прослоев. В диагенезе при уплотнении осадка происходит удаление поровой воды из глинистых прослоев в соседние (песчаные). Разжиженный осадок может перемещаться внутри прослоя (линзы), в результате образуя причудливые складки.

В этом обнажении таврической серии можно сделать редкие находки текстуры палеодиктион (*Palaeodictyon*) и мелких знаков ряби. *Palaeodictyon* представляет собой сетку с хорошо выраженными шестигранными ячейками с размером граней около 1 см на нижней поверхности пласта алевролита (рис. 14-5, б). Происхождение сеток до сих пор остается неясным. Одни авторы доказывают их абиогенное образование (трещины усыхания, следы интерференции волнения на мелководье, взаимодействие капель дождя и пр.), другие относят их к отпечаткам или остаткам различных организмов, или следам, связанным с образованием бактериальных пленок. Подробный обзор текстуры *Palaeodictyon* и ее происхождения можно найти в работе Н.В. Логвиненко (1961).



Рис. 14-5. Знаки на подошве нижнего элемента ритма: бугорчатые иероглифы (а) и сетки *Palaeodictyon* (б).

Наличие градационной слоистости говорит о том, что ритмичная толща пород таврической серии представляет собой терригенные турбидиты. Ее образование связывается со сходом множества мутьевых потоков со склона бассейна к его подножию. Воздымание и размыв кордильеры поставляли массу обломочного материала в бассейн осадконакопления. Периодический сход мутьевых потоков обусловил ритмичное строение таврической серии – каждый ее ритм представляет собой результат схода одного мутьевого потока. В процессе переноса и отложения материала происходила дифференциация вещества по размеру и физико-химическим свойствам, образовывались разные по составу и строению слойки – элементы ритмов. Подошвенные знаки свидетельствуют о наличии перерывов между мутьевыми потоками, когда поверхность осадка могла уплотняться, а её форма изменялась в результате воздействия механических и биологических факторов. Редкие находки фаунистических остатков свидетельствуют о морских условиях осадконакопления, при этом, однако, малопригодных для жизни.

Исторически образование таврической серии отождествляется с образованием флишевой толщи в условиях континентального подножья на борту глубоководного остаточного морского бассейна (Логвиненко, 1954; Славин, 1985; и др.). Несмотря на более чем столетнюю историю изучения таврической серии, разные исследователи определяют различное направление сноса материала, границы бассейна четко не определены, положение областей сноса (воздымающихся кордильер), спрединговых осей и островных вулканических дуг также является дискуссионным.

Бухта к югу от с. Лазурного – одно из немногих мест на практике, где можно увидеть и провести описание и документацию складчато-разрывных парагенезисов в таврической серии.

В точке наблюдения породы таврической серии образуют сложные складки разного масштаба. Складки асимметричные, наклонные или лежачие, часто осложненные разрывами со смещением в замковых частях и на крыльях (рис. 14-6, *а*). Шарниры складок ориентированы в разных направлениях, иногда в замковых частях складок встречаются отдельные будины песчаников. Такие морфологические особенности складок часто характерны для подводно-оползневой складчатости (Фролова и др., 2014).

Точка 5. Крупная лежачая складка в породах таврической серии.

GPS: 44°37'24.05"C, 34°22'56.88"B

Наиболее крупная из складок в породах таврической серии располагается в южной части бухты (рис. 108 *б*). Определив положение подошвы и кровли слоев, можно установить тип складки (антиклиналь или синклиналь), описать ее морфологию и зарисовать.

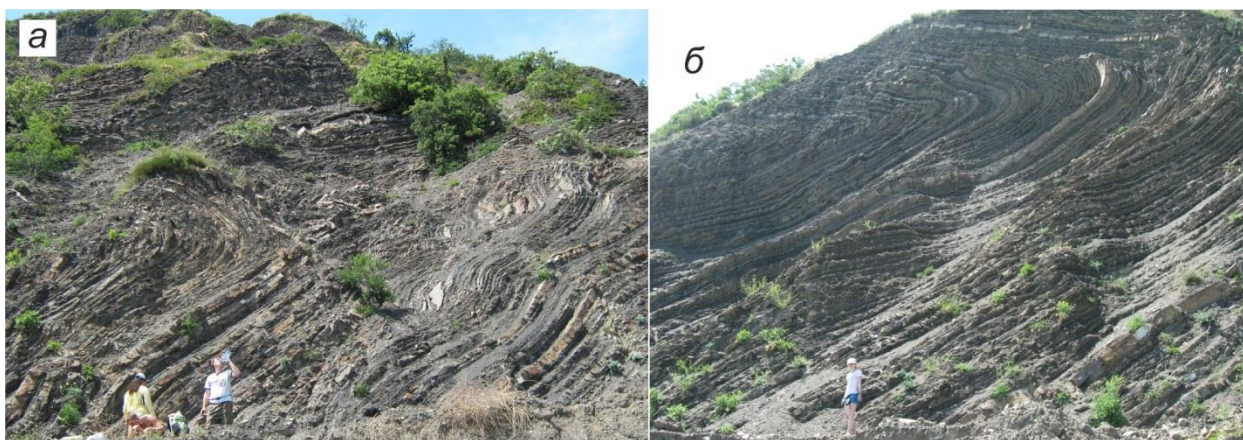


Рис. 14-6. Характер дислокаций пород таврической серии в бухте к югу от с. Лазурного (*а*, *б*), крупная лежачая складка в южной части бухты (*б*).

ГЛАВА 15

Северная Демерджи

Назарова Валентина Михайловна

Цель маршрута: изучение пород верхнего отдела юрской системы (J₃).

Как добраться: маршрут начинается с Ангарского перевала, через который проходит трасса Симферополь-Алушта. Грунтовая дорога уходит на ВСВ перпендикулярно трассе (рис. 15-1).

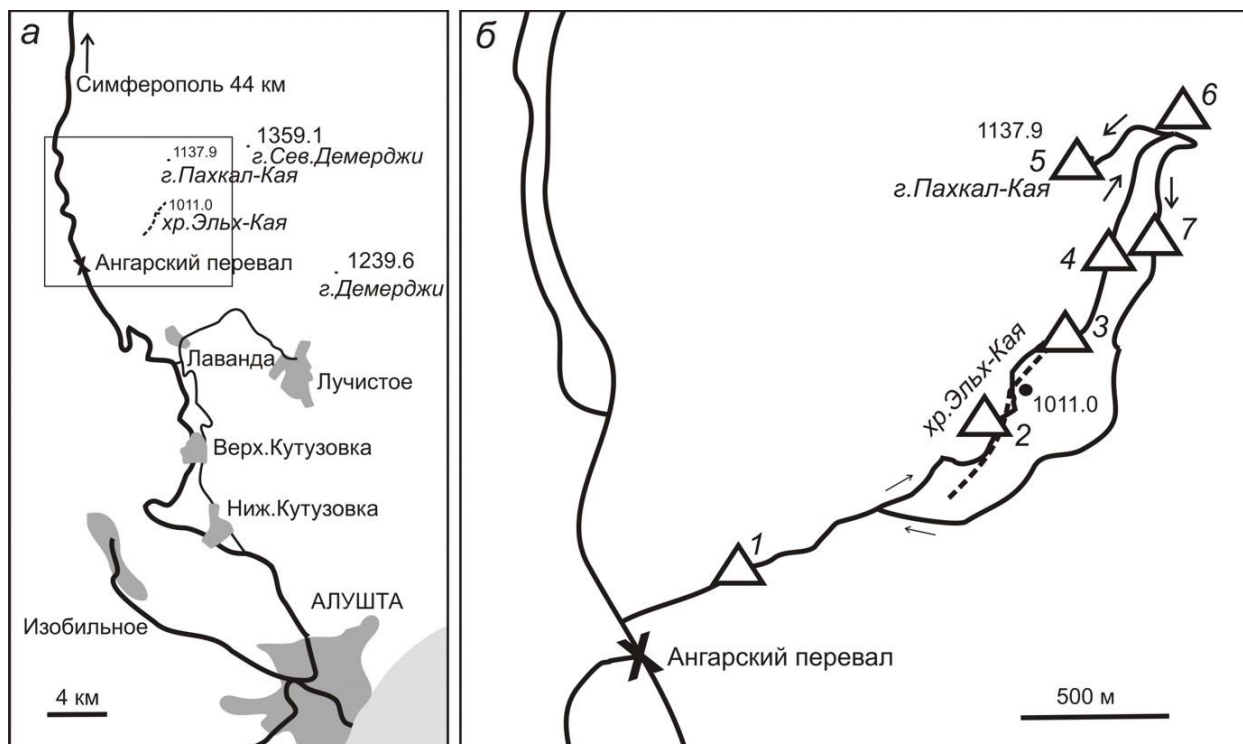


Рис. 15-1. Схема маршрута. (а) - положение маршрута на карте (по листу топографической карты L-36-117-4 масштаба 1:50000); (б) - положение точек маршрута.

Точка 1. Памятник строителям дороги в 500 м на ВСВ от Ангарского перевала.

GPS: 44°75'96.9"C, 34°35'02"B

Точка расположена рядом со стелой (рис. 15-2) – памятником строителям дороги 1824–1826 гг. – солдатам двух батальонов Козловского и Нашенбургского пехотных полков, построившим первый почтовый тракт под руководством подполковника П.В. Шипилова (Душевский, Шутов, 1987). В известковых частях памятника можно наблюдать каверны выветривания. Здесь целесообразно собрать группу, отставшую на подъёме, записать цель маршрута, напомнить о правилах безопасности. Существенная часть маршрута проходит в лесу, дорога плохо просматривается и имеет много ответвлений, группа должна держаться компактно. К стеле сходится большинство лесных дорог. Дальнейший маршрут проходит по дороге, идущей на ВСВ вверх на хр. Эльх-Кая.



Рис. 15-2. Памятник строителям дороги (фото В.М. Назаровой).

Точка 2. Вершина хребта Эльх-Кая.

GPS: 44°76'66.7"C, 34°36'44.8"B

У Эльх-Кая (1011 м) нет ярко-выраженной вершины, это – хребет, по гребню которого проходит маршрут. Когда группа поднимется на хребет, можно поставить точку в любом удобном месте и обсудить ощущения от подъёма (превышение более чем на 250 м). Вначале подъём был не слишком крутым, в элювии встречались обломки пород таврической серии (Т₃-J₁). В сырую погоду на этом этапе нередки грязь и лужи, т.к. продукты разрушенная таврической серии являются водоупором и не дают дождевой воде уходить. Потом подъём становится круче. В элювии на смену породам таврической серии приходят хорошо окатанные кварцевые гальки из конгломератов, плохо окатанные глыбы песчаников.

ЮВ сторона хребта обрывиста и с неё открывается вид на горные массивы Южная и Северная Демерджи, Алуштинский амфитеатр. Но для наблюдения этих структур ещё будет более удобное, просторное и безопасное место.

Примерно в середине хребта (44°76'44"C, 34°36'32.5"B) находится обнажение, в котором можно наблюдать контакт конгломератов и перекрывающих их известняков J₃. В известняках встречаются гастроподы семейства Nerineidae. Однако, здесь не стоит задерживаться: обрыв слишком крутой, места для спокойного размещения группы недостаточно, образцы лучше не отбирать, чтобы не разрушать красивый природный памятник. Фотографии группы здесь хорошо получаются в пасмурную погоду или со вспышкой (рис. 15-3).

После прохождения этого места тропа спускается вдоль довольно обрывистого СЗ склона хребта. Об этом надо заранее предупредить группу и призвать студентов к взаимопомощи.



Рис. 15-3. Обнажение на хр. Эльх-Кая (фото В.М. Назаровой).

Точка 3. СВ оконечность хребта Эльх-Кая.

GPS: 44°76'80.6"C, 34°36'60.8"В

Точка расположена на открытом пространстве в месте выхода конгломератов J₃. Конгломераты разнозернистые, размер обломков от галечного до валунного (до 30 см), полимиктового состава: встречаются кварц, зеленоватые песчаники, известняки, гранит. Матрикс песчаный, полимиктовый. На выветрелых поверхностях много выпавшей из конгломератов гальки. Её изучение – по обстоятельствам (погода, физическая подготовка группы) – можно провести на месте или взять с собой образцы для обработки в камеральных условиях.

При отборе гальки следует максимально избегать субъективного влияния. Это можно сделать двумя способами: 1) собрать большое число галек 50-100 штук разными членами бригады, 2) собрать все гальки с заранее обозначенной случайной площади. В дальнейшем все гальки должны быть измерены, расколоты, проверены на реакцию с HCl и, по возможности, определены. Данные должны быть занесены в таблицу со следующими колонками: номер образца, размер, степень окатанности, реакция с HCl, состав. По данным таблицы можно построить циклограммы, чтобы впоследствии при написании отчёта сравнить их с подобными циклограммами галек из других местонахождений.

Отдельно в качестве образцов следует взять гальки, которые чем-либо привлекли внимание: содержали ископаемые остатки, кристаллы, имели необычный цвет.

Из точки 3 открывается вид на г. Пахкал-Кая (1138 м). Следует отметить, что г. Пахкал-Кая видна также из некоторых точек маршрутов «Южная Демерджи» и «Краснопещерный ручей». Из точки 3 наиболее удобно зарисовывать строение г. Пахкал-Кая (рис. 15-4). Места здесь достаточно для размещения 2-3 групп студентов.

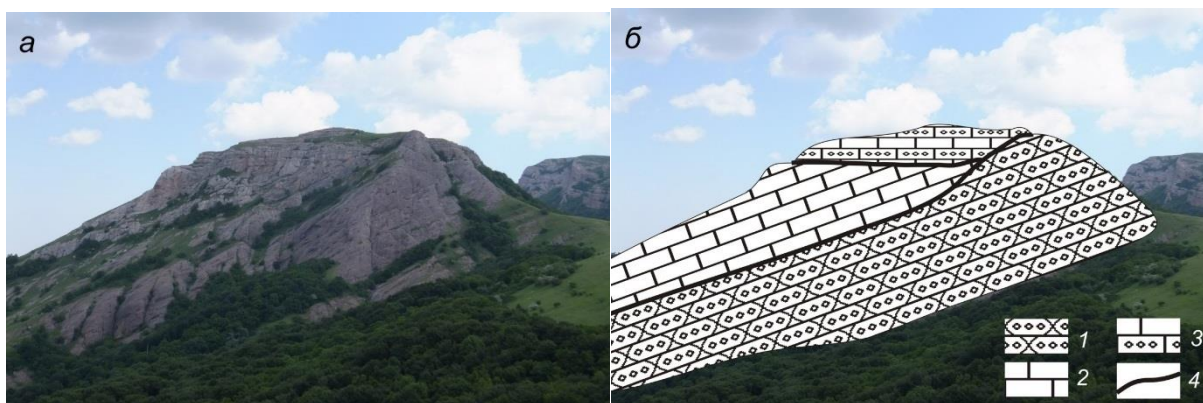


Рис. 15-4. Вид на г. Паخال-Кая с южной стороны (фото В.М. Назаровой) (а) и прорисовка её строения (б): 1 - конгломераты (I), 2 - карбонаты (II), 3 - конгломерато-брекчиевая толща (III), 4 - предполагаемые разрывные нарушения.

На г. Паخال-Кая нужно разглядеть 3 структурных части. Состав их можно будет проверить позже, при подъёме на вершину горы:

I – Толща конгломератов (ЮЗ $245^{\circ}\angle 30^{\circ}$) представлена ритмичным переслаиванием полимиктовых терригенных конгломератов и гравийных песчаников. Размер обломков от галечного до валунного (до 60 см), состав полимиктовый: песчаники, кварц, известняки, глинистые сланцы, основные вулканические породы. Матрикс (15-40%) гравийный, полимиктовый. Видимая мощность более 50 м (Пискунов, Рудько, 2009; Барабошкин, Пискунов, 2010).

II – Толща карбонатов (ЮЗ $255^{\circ}\angle 25^{\circ}$) представлена массивными известняками с биокластами иглокожих, водорослей, фораминифер, реже кораллов, брахиопод, губок и мшанок. Встречаются строматолиты, присутствует галька кварца и песчаников. Мощность толщи достигает 60 м (Пискунов, Рудько, 2009; Барабошкин, Пискунов, 2010).

III – Конгломерато-брекчиевая толща (СЗ $355^{\circ}\angle 15^{\circ}$) образована чередованием слоев (до 0,5-2,2 м) карбонатной брекчии желтовато-серого цвета, состоящей из слабо- и неокатанных блоков (от 25 см до 1 м) известняков (до 90%), между которыми расположены более мелкие обломки (10%). Карбонатный гравийный матрикс сменяется вниз по разрезу полимиктовым (10%). В блоках встречаются редкие обломки (6-7 см) гексакораллов. Присутствует хорошо окатанная галька (2-10 см) кварца, реже песчаников и основных пород, содержание которой увеличивается вниз по разрезу с 5 до 70%. Мощность толщи 54 м (Барабошкин, Пискунов, 2010).

Данных о стратиграфии г. Паخال-Кая пока нет (Барабошкин, Пискунов, 2010), поэтому установить возраст структурных единиц можно только на основе соседних разрезов. Наиболее близкие к толще конгломератов (I) – конгломераты г. Южная Демерджи, возраст которых определяется как оксфордский (J_3ox) (Барабошкин, Пискунов, 2010). Карбонатная толща (II) и конгломератобрекчиевая толща (III) наиболее близки к терригенно-карбонатным породам г. Северная Демерджи, которые предположительно относятся к кимеридж-титону (J_3km-tt) по находкам аммонитов *Discophinctoides cf. modestus* (Schneid.), гастропод и брахиопод (Пискунов и др., 2011).

Обстановки осадконакопления. Мощные толщи плохо сортированных конгломератов (I) с крупномасштабной косою слоистостью характерны для дельт гильбертова типа. Такие дельты имеют хорошо выраженный крутой склон, на котором происходит отложение

крупнообломочного материала. Река при этом дренирует сильнорасчлененный рельеф растущего орогена, чем объясняется грубость отложений (Барабошкин, Пискунов, 2010).

После трансгрессии в конце юры начался рост карбонатной платформы (II) в прибрежных нормально-морских условиях ограниченной лагуны, окаймленной отмелью. На этом фоне существовала крайне незначительная и непостоянная терригенная седиментация (Барабошкин, Пискунов, 2010).

Уступ рельефа в СЗ части г. Пахкал-Кая нередко рассматривается как рифовое тело (рис. 15-5, а). Однако, сведения о существовании крупных рифовых построек в районе Первой гряды Крымских гор были опровергнуты (Барабошкин, Пискунов, 2010). На г. Пахкал-Кая расположен микробиальный биогерм, представленный массивными известняками, с многочисленными микроинкрустаторами *Crescentiella morronensis* (Пискунов, 2013). Против гипотезы о существовании рифа в западной части вершины г. Пахкал-Кая говорит и находка там строматолита в перевёрнутом залегании (рис. 15-5, б).



Рис. 15-5. Выступ в СЗ части г. Пахкал-Кая (а) и строматолит в перевёрнутом залегании (б) (фото В.М. Назаровой).

Край карбонатной платформы начал разрушаться за счет тектонических подвижек по системе разломов. При этом происходило периодическое осушение платформы, приводившее к быстрой литификации карбонатов (Пискунов, Рудько, 2009). Толща (III) характеризуется смешанной терригенной седиментацией карбонатных брекчий и полимиктовых конгломератов, отвечающих двум источникам сноса. Источник сноса неокатанных и плохоокатанных обломков карбонатов внутри конгломератов и карбонатных брекчий был расположен в самом бассейне седиментации, окатанность гальки конгломератов свидетельствует об удаленном источнике сноса. Слои конгломератов и маломощные гравелиты этой толщи, в которых отсутствуют карбонатные обломки, отвечают этапам затопления карбонатной платформы (Барабошкин, Пискунов, 2010).

Путь к следующей точке лежит через залесённый глубокий овраг. Следует напомнить студентам о правилах безопасности в лесу.

Точка 4. Южный отрог г. Пахкал-Кая, 500 м к ССВ от предыдущей точки.

GPS: 44°77'16"С, 34°36'87.6"В

Точка наблюдения расположена на протяженном отроге на открытом пространстве, устроить её можно в любом месте вдоль тропы, разместиться может любое количество групп.

К востоку от отрога открывается вид на горы Южная (1239 м) и Северная Демерджи (1356 м). На Южной Демерджи при желании можно разглядеть Демерджинский обвал и форму выветривания «Катерина». Кроме того, просматриваются Алуштинский амфитеатр и г. Кафель. Строение Южной и Северной Демерджи следует зарисовать (рис. 15-6). Они сложены теми же породами, что и Пахкал-Кая: в основании – породы таврической серии (Т₃-J₁ tv), выше – конгломераты (J₃ox), вершина Северной Демерджи покрыта известняками (J₃km-tt). На Южной Демерджи тоже встречаются подобные известняки, однако из точки наблюдения они не видны. Состав пород выражен в рельефе: конгломераты и известняки слагают обрывы, породы таврической серии – пологие склоны. Залегание пород осложнено многочисленными разрывными нарушениями, которые тоже угадываются в рельефе.

Точка 5. Вершина г. Пахкал-Кая.

GPS: 44°77'64.8"C, 34°36'76.5"B

Точка наблюдения находится на вершине г. Пахкал-Кая. Подъём довольно крутой и тяжёлый, на вершине – узкие тропы, крутые обрывы и сильный ветер. Перед последним подъёмом с восточной стороны горы будет обширная поляна, окружённая высоким кустарником, где целесообразно оставить рюкзаки и наиболее ослабленных студентов. На вершине надо только сделать фотографии, отобрать образцы, в полевых дневниках кратко отметить самое необходимое, а подробно заполнить дневники в безопасных условиях на следующей точке вместе со всеми членами группы.

Последний подъём к вершине проходит по восточному склону горы. Он крутой и лишён древесной растительности. Тропа идёт по толще конгломератов (I), можно посмотреть их состав, поискать ископаемые остатки в гальках, образцы можно отбирать на обратном пути.

Вершина горы гребневидная, изгибающаяся полумесяцем с СВ на Ю и далее на СЗ. Обрывы крутые, передвигаться лучше небольшими группами, прижимаясь к выступающим частям, особенно в ветреную погоду, которая бывает там довольно часто. В СВ части гребня установлен крест, там сохранился фундамент храма Иоанна Предтечи XVIII века. Ранее в XIV веке здесь располагалась крепость, охранявшая торговый путь, проходивший по перевалу между гг. Северная Демерджи и Пахкал-Кая, когда на Ангарском перевале дороги ещё не было. Ранее, в X-XIII вв. на г. Пахкал-Кая существовал христианский монастырь (Гора..., 2018).

С наивысшей точки горы можно взять образцы карбонатов из конгломерато-брекчиевой толщи (III), в которой можно встретить губок и двустворчатых моллюсков-рудистов. Ниже и западнее будут обнажаться терригенные слои этой толщи с окатанными гальками, где можно взять образец конгломерата.

Далее маршрут лежит на западный край гребня, к выходам слоёв карбонатной толщи (II) – «риф». Однако, на сам «риф» можно ходить только в безветренную погоду и группой не более 5 человек из числа наиболее физически подготовленных студентов. Обрывы там очень крутые, карбонатные породы во влажную погоду скользкие, мест для размещения мало. Из карбонатной толщи можно взять образец известняков, поискать фоссилии, для их выявления можно смачивать породы водой.

Спуск с вершины там же, где подъём. Есть дополнительная тропа чуть севернее, она выходит на ту же поляну. При спуске нужно не забыть взять образец из толщи конгломератов (I), если он ещё не был взят. Можно просматривать гальку и валуны на

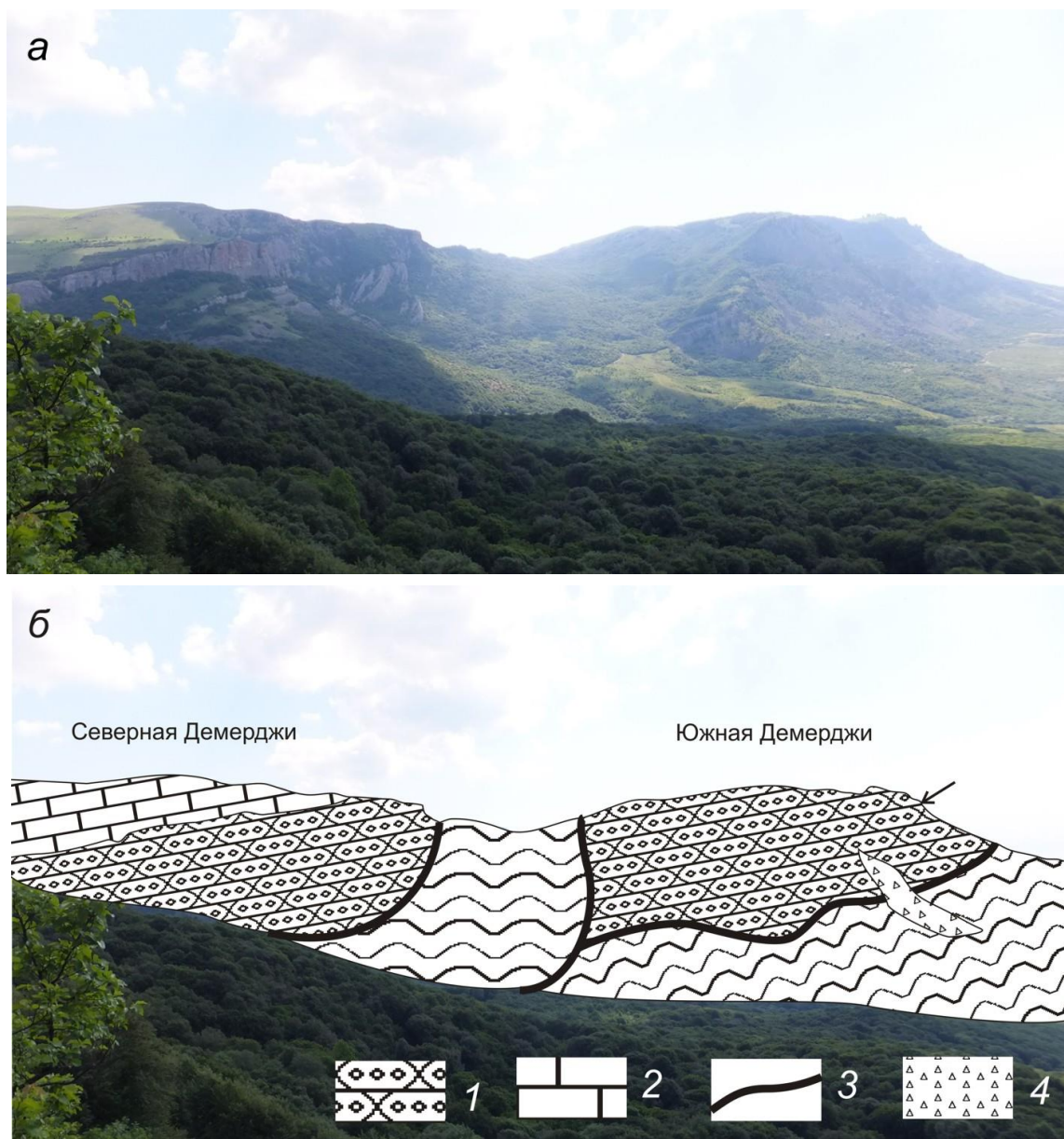


Рис. 15-6. Вид на гг. Южная и Северная Демерджи с СЗ (фото В.М. Назаровой) (а) и прорисовка их строения (б): 1 – конгломераты, 2 – карбонаты, 3 – предполагаемые разрывные нарушения, 4 – Демерджинский обвал, стрелкой показано положение останца «Катерина».

предмет ископаемых остатков, находки могут быть очень интересными, в том числе доюрского возраста.

*Точка 6. Сосновая роща у грунтовой дороги в 500 м к В от вершины г. Пахкал-Кая.
GPS: 44°77'77"C, 34°37'32.9"B*

Непосредственно в точке наблюдения нет геологических объектов. Но здесь в тени сосен целесообразно устроить обед и отдых, подвести итоги восхождения на вершину г. Пахкал-Кая, заполнить полевые дневники. Места достаточно для размещения всего эшелона.

В 20 м по вертикали вниз в направлении к СЗ в залесённом овраге находится источник «Сезонный» (44°77'83.3"C, 34°37'26"B). Водоупором являются породы таврической серии (Т₃-J₁ tv) (в данном районе это региональный водоупор), водоносным горизонтом – юрские конгломераты (J₃ox). Источник некаптированный. В засушливое лето

дебит источника небольшой, в него попадает много растительного детрита, продукты выветривания таврической серии превращаются ногами жаждущих людей в грязь. В дождливое лето источник функционирует нормально, вода питьевая, только набирать её неудобно.

Точка 7. Источник «Индек-Чокрак» на ЮВ склоне г. Пахкал-Кая в 700 м к Ю от точки 6.

GPS: 44°77'27.8"C, 34°37'17.3"B

Источник расположен справа (к западу) в 20 м от грунтовой дороги, но к нему ведёт заметная тропа. В дождливое лето ручей от источника вытекает на дорогу. Водоупором являются породы таврической серии (Т₃-J₁ tv), водоносным горизонтом – юрские конгломераты (J₃ox). Источник каптированный, дебит обычно большой, даже в засушливое лето там есть вода и можно напоить группу. Но надо иметь в виду, что источник часто посещается людьми и там может образовываться очередь.

После источника грунтовая дорога полого огибает с В, а затем ЮВ гг. Пахкал-Кая и Эльх-Кая и через 3,5 км спускается к Ангарскому перевалу. На обратном пути (44°76'17"C, 34°35'98"B) можно встретить обвальные глыбы размером 0,5-6 м, упавшие с вершины г. Эльх-Кая.

ГЛАВА 16

Северная Демерджи

Стафеев Александр Николаевич

Цели маршрута: изучение пород таврической серии ($T_3-J_1 tv$) и верхней юры (J_3), характера их контактов; изучение гравитационных процессов; геоморфологический обзор 1-ой гряды Крымских гор, характеристика особенностей протекания экзогенных процессов на южном и северном склонах Горного Крыма.

Как добраться: маршрут начинается с Ангарского перевала на автомобильной трассе Симферополь-Алушта.

От Ангарского перевала маршрут проходит по грунтовой дороге на северо-восток по водоразделу между бассейном р. Большой Салгир и Алуштинским амфитеатром (рис. 16-1).

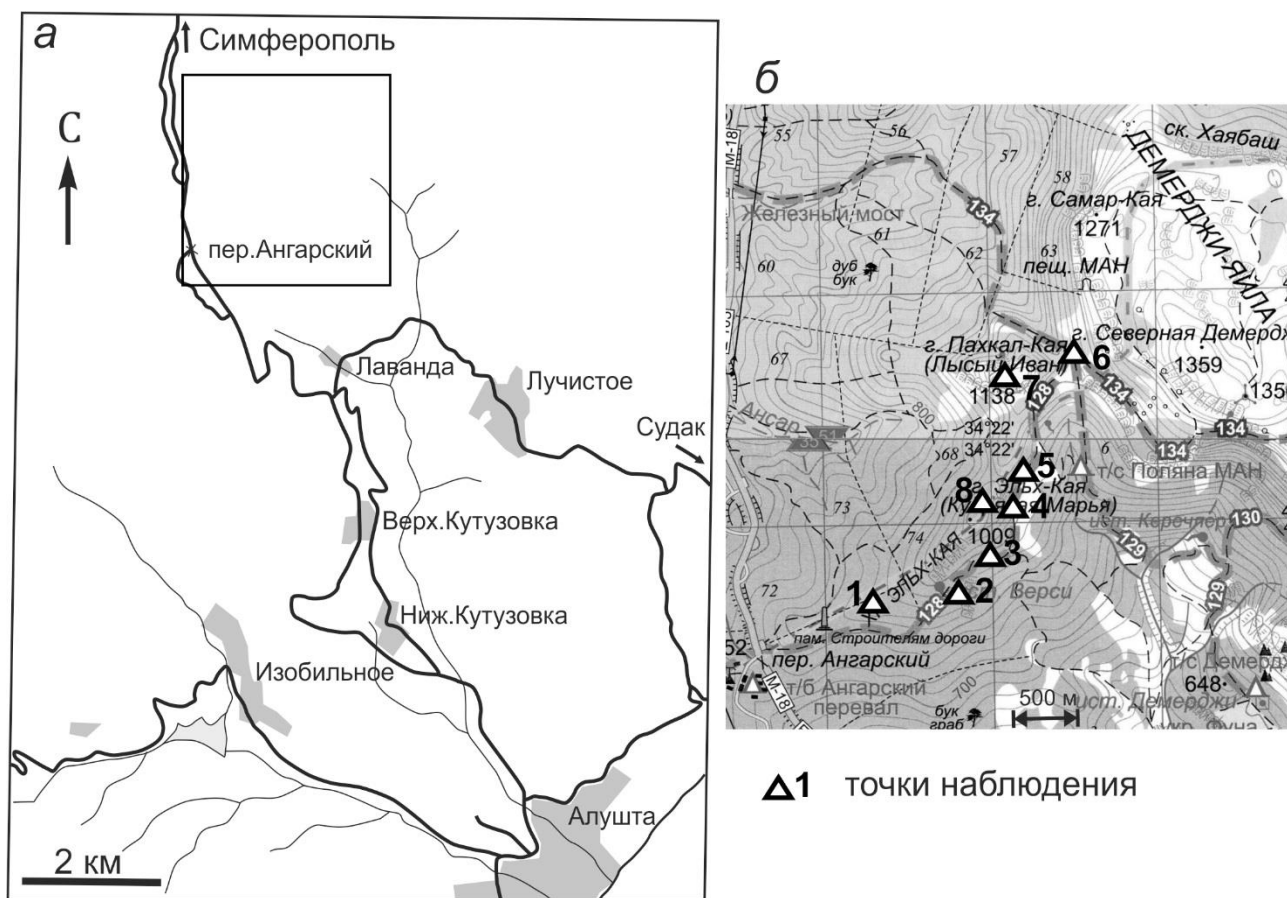


Рис. 16-1. Схема маршрута. (а) - положение маршрута на карте (по листу топографической карты L-36-117 масштаба 1:100000); (б) - точки наблюдения.

Путь лежит мимо памятника военным строителям дороги из Симферополя в Ялту ($44^{\circ}45'30.68''N$, $34^{\circ}20'45.47''E$, высота около 805 м). На подходе к хребту Эльх-Кая маршрут разветвляется ($44^{\circ}45'42.43''N$, $34^{\circ}21'24.90''E$, высота около 870 м) и далее проводится в двух вариантах. Он продолжается либо по пологой тропе, а далее по грунтовой дороге вдоль юго-восточного уступа хребта, либо по сложной туристической каменистой тропе на северо-западном склоне хребта Эльх-Кая. Линии маршрутов смыкаются на седловине Ман между горами Пахкал-Кая и Северная Демерджи. На обратном пути с вершины горы Пахкал-Кая маршрут продолжается по другому варианту пути в его средней части. Погодные условия на

маршруте могут быстро меняться. В случае сильных ветров и ливневых дождей маршрут по каменистой тропе на крутом северо-западном склоне хребта Эльх-Кая может оказаться сложным.

В начале маршрута полезно портативным альтиметром (в навигаторе, в часах и др.) сделать контрольный замер высоты на Ангарском перевале. По ходу маршрута в промоинах грунтовой дороги могут наблюдаться небольшие фрагменты песчано-глинистых пород таврической серии ($T_3-J_1 tv$). Обнаженность плохая. Первые представления о составе и строении таврической серии необходимо получить в более ранних маршрутах.

Главным объектом наблюдений в начале маршрута являются делювиальные щебнистые суглинки, которые плащом покрывают пологие склоны. Щебень представлен неокатанными остроугольными обломками песчаников и аргиллитов таврической серии. Видимое количество обломков в глинистом субстрате увеличивается на крутых подъемах грунтовой дороги. На одном из таких участков появляются хорошо различимые и хорошо окатанные обломки молочно-белого кварца. Это свидетельствует о нашем приближении к контакту таврической серии с конгломератами верхней юры (оксфорд-кимеридж).

Точка 1. Участок резкого увеличения крутизны склона на подъеме грунтовой дороги.

GPS: 44°45'40.90"C, 34°21'16.62"B, высота около 835 м

Контакт не обнажен и может быть зафиксирован только по резкому увеличению крутизны склона и исчезновению обломков таврической серии в покровных суглинках. Не ясен и тип контакта, возможно, он тектонический, например, сбросового типа, и мы по ходу маршрута переходим на опущенный блок. Необходимо также принимать во внимание возможность существования глубоких эрозионных палеоврезов (каньонов) поперечных к хребту (и пути нашего маршрута), разработанных на палеосклонах донными течениями. Фиксируем абсолютную отметку контакта, далее по ходу он окажется на разных высотах.

На развилке тропы перед подъемом на ЮЗ вершину хребта Эльх-Кая выбираем маршрут вдоль его юго-восточных склонов. Через 300-400 м пути выходим на покрытое редколесьем, широкое пологое пространство, ограниченное с северо-запада крутыми обрывами высотой до 100 м. Южнее протягивается невысокая (10-15 м) возвышенность.

Точка 2. Валообразная возвышенность длиной около 50-70 м и шириной 10 м, грубо параллельная хребту Эльх-Кая.

GPS: 44°45'41.07"C, 34°21'47.77"B

На обратной стороне, на обрывистом юго-восточном склоне этой возвышенности обнажается пачка конгломератов с линзами песчаников и слоем известняка в верхней части. Породы обладают различной прочностью, образуют ступенчатый (с нишами и карнизами) склон. Породы падают на СЗ под углом 30-40 градусов. Вероятно, они слагают запрокинутый на СЗ оползневой блок.

Точка 3. Древняя (ранне-среднеплейстоценовая?) обвальная-оползневая(?) ступень ЮВ склона хребта Эльх-Кая.

GPS: 44°45'49.76"C, 34°22'4.69"B

До поворота налево и начала крутого подъема в направлении г. Пахкал-Кая, грунтовая дорога на протяжении около 1 км проходит вдоль юго-восточного уступа хребта Эльх-Кая практически по горизонтали, плавно опускаясь и поднимаясь (рис. 16-2). Она следует по тыловым участкам древних оползневых и обвальных тел, сложенных блоками

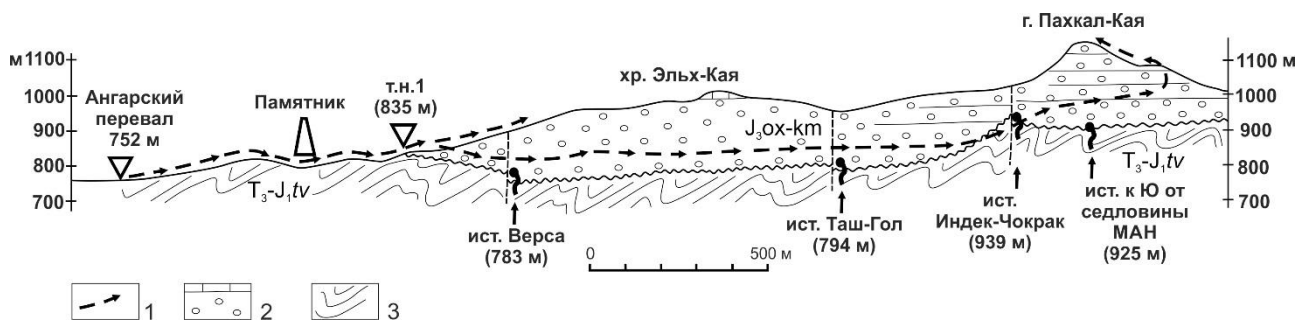


Рис. 16-2. Схематический геологический разрез вдоль маршрута Ангарский перевал – г. Пахкал-Кая. Условные обозначения: 1 - ход маршрута; 2 - породы верхней юры (J_3ox-km); 3 - породы таврической серии (T_3-J_1tv).

конгломератов, редко – известняков. Возможно, это огромная, протяженностью более 1 км обвальное-оползневая ступень. Она фрагментирована вдоль склона на отдельные сегменты (блоки) протяженностью до 300 метров, перекрытые обвалами. Слева от дороги вдоль обрывов хребта Эльх-Кая прослеживаются пологие котловины протяженностью до 100-150 м и шириной до 50-70 м. Вероятно, оползневые блоки испытали преимущественно горизонтальные смещения практически без запрокидывания внутрь склона, возможно, из-за наличия первичного наклона на ЮВ контакта конгломератов с подстилающими их глинистыми породами таврической серии. Уровень грунтовых вод находится ниже дна бессточных западин рельефа ступени, а хорошо проницаемые конгломераты легко дренируют склон. Ниже по склону, под его крутым уступом располагается нисходящий источник подземных вод Верса («бочки»), в маршруте не посещается. Источник маркирует подошву конгломератов (или оползневого блока?). Возможно, это самое низкое положение контакта таврической серии и конгломератов верхней юры (783 м) на хребте Эльх-Кая. Источники на хребте Эльх-Кая располагаются только на склонах, обращенных в сторону моря. Это свидетельствует о наклоне подошвы конгломератов на хребте Эльх-Кая на ЮВ.

Обвальное материал представлен глыбами известняков и конгломератов размером от десятков см до 3-7 м в поперечнике. Иногда это отдельные глыбы или они группируются в небольшие (30x50 м) обвальные конусы. Глыбы не имеют свежих сколов. Глубоко и широко разработанные зияющие трещины отдельных известняковых глыб свидетельствуют о том, что карстование происходило уже в составе коллювия. Обвалы могли происходить в моменты формирования оползней и в более позднее время с крутого уступа стенки отрыва, современная высота которого достигает 50-100 м. Возможно, оползание и первые обвалы начались в раннем-среднем плейстоцене. Предположительно в это же время могло произойти отторжение от Южной Демерджи и перемещение далеко вниз по склону крупного блока верхнеюрских конгломератов, на котором располагается древняя крепость Фуна.

Точка 4. Глубокая промоина в колее на крутом подъеме грунтовой дороги к седловине Ман между горами Пахкал-Кая и Северная Демерджи, в 400 м от начала подъема.

GPS: 44°46'1.42"С, 34°22'11.59"В

На крутом подъеме после слияния тропы с грунтовой дорогой, в ее колеях наблюдаются глубокие (до 0,7 м) промоины, выработанные временными горными потоками. Весьма бурные во время ливневых дождей, они дренируют обширную площадь подрезанного дорогой юго-восточного склона хребта Эльх-Кая, вбирая в себя весь

делювиальный сток. Потоки воды ориентированы не в направлении максимального уклона, а косо к нему, иногда очень полого – по колеям в дороге.

В 300-400 м от начала подъема в глубоких промоинах дороги обнажены интенсивно деформированные породы таврической серии. Они залегают гипсометрически выше конгломератов верхней юры, вероятно, мы пересекли разлом сбросового типа с субмеридиональным или северо-западным простиранием сместителя. Его восточное (или СВ) крыло поднято. Выше по склону даже в сухую погоду в промоине дороги по глинистым породам бежит небольшой ручеек, который вверх по течению, вначале по дороге, а далее вдоль крутой короткой тропинки в левой (присклоновой) обочине дороги приводит нас к роднику Индек-Чокрак (см. рис. 16-2).

Точка 5. Нисходящий источник Индек-Чокрак.

GPS: 44°47'26.7"C, 34° 37'16.1"B, абс. отм. 939 м.

Это – каптированный нисходящий источник с дебитом 0,5 – 2 литра в минуту, в зависимости от сезонных климатических условий, иногда пересыхает. Расход воды в ручейке в 2-3 раза больше дебита источника, часть грунтовых вод высачивается на склоне площадки с каптированным источником. Вода из родника без запаха, прозрачная, прохладная, вкусная, мягкая. В небольших лужицах на поверхности воды появляется железистая пленка. В отличие от нефтяной пленки – она легко ломается. Контакт водоносных и водоупорных пород не обнажен. Напрашивается только один вариант его геологической интерпретации: водоупорными являются глинистые породы таврической серии, а водоносными – конгломераты верхней юры. Именно к контакту верхнеюрских пород с нижележащими глинистыми толщами приурочены почти все нисходящие источники Главной гряды Крымских гор. Этот признак, наряду с резким уменьшением крутизны склона вниз по рельефу, является маркирующим для указанной границы.

Замер высоты альтиметром показывает, что контакт таврической серии и конгломератов верхней юры в районе родника Индек-Чокрак располагается на 90-110 м выше, чем в первой точке нашего маршрута. Судя по морфологической фрагментации хребта Эльх-Кая на несколько разновысотных блоков, а также резкое обособление г. Пахкал-Кая от хребта Эльх-Кая и г. Северная Демерджи, весь пройденный маршрутом участок от Ангарского перевала до г. Северная Демерджи разбит серией грубо параллельных разломов северо-западного простирания. Заложились они или были активизированы, вероятно, в оксфорде как системы конседиментационных ступенчатых сбросов, обрамлявших грабенообразный прогиб, в котором происходило накопление конгломератов.

Точка 6. «Смотровая площадка» на седловине Ман между горами Пахкал-Кая и Северная Демерджи.

GPS: 44°46'37.58"C, 34°22'27.29"B, абс. отм. 1010 м.

Подъем вверх от родника по грунтовой дороге выводит нас к «смотровой площадке» – лужайке на седловине между г. Пахкал-Кая и г. Северная Демерджи (перевал Ман). С этой площадки, расположенной над верховьем р. Демерджи открывается вид на юг – на Алуштинский амфитеатр. Под площадкой в глубоком овраге расположен источник, дающий начало р. Демерджи. Между обрывами и крутыми склонами яйл Главной гряды Крымских гор хорошо видно пологое и широкое эрозионное понижение, сложенное песчано-глинистыми породами таврической серии. Эти породы прорезаны небольшими реками юго-

восточного и южного ската и их притоками, а также многочисленными оврагами, что придает местности холмисто-грядовый рельеф. Породы Алуштинского амфитеатра легко поддаются физическому выветриванию и последующему смыву материала плоскостным стоком, небольшими реками и временными горными потоками. Кроме тектонической нарушенности, активному физическому выветриванию здесь способствуют такие факторы, как декомпрессия (при росте и денудации Крымских гор), сезонное замерзание и оттаивание, а также периодическое увлажнение и высушивание под воздействием колебаний влажности и температур. Только на крутосклонных обнажениях хорошо видна ритмичная слоистость таврической серии, обычно породы покрыты плащом мелкой щебенки. Толщина дезинтегрированных пород может достигать нескольких десятков метров, это способствует широкому развитию оползней. Новые оползни в Алуштинском амфитеатре возникают практически ежегодно.

Точка 7. Вершина горы Пахкал-Кая.

GPS: 44°46'36.69"C, 34°22'4.22"B, абс. отм. 1138 м.

Подъем на вершину г. Пахкал-Кая сторицей окупается незабываемым обзором во всех направлениях. Это, возможно, лучшая точка в Крыму для проведения геоморфологических наблюдений. С горы Пахкал-Кая открывается панорама на северный и южный склоны Крымских гор. Можно сравнить крутизну и протяженность склонов и стекающих по ним рек, особенности рельефа всех трех гряд Крымских гор, строение речных долин. Крутые и обрывистые склоны, сложенные известняками и конгломератами верхней юры сменяются в подножиях мягкими пологими склонами, сложенными песчано-глинистыми породами верхнего триаса – средней юры. С вершины г. Пахкал-Кая открывается вид на Алуштинский амфитеатр с хр. Эльх-Кая на переднем плане (рис. 16-3). Хорошо просматриваются горные массивы Демерджи, Бабуган и Долгоруковской яйл, нижнее и верхнее плато г. Чатырдаг, Ангарский перевал, интрузивные массивы гор Аюдаг, Кастель, Урага, Чамны-Бурун и др., обвальные конусы и оползневые массивы южного склона Главной гряды Горного Крыма.



Рис. 16-3. Вид на Алуштинский амфитеатр с вершины г. Пахкал-Кая.

Для ориентировки в пространстве можно обратить внимание на места уже прошедших или предстоящих маршрутов. В их числе гора Кагель, Южная Демерджи, ручей Краснопещерный, г. Чатырдаг и ее северные склоны с Мраморным карьером и крупнейшим в Крыму карстовым Аянским источником.

Верхняя часть г. Пахкал-Кая сложена горизонтально или полого наклонно залегающей толщей линзовидного чередования разнообразных известняков с прослоями песчаников и конгломератов общей мощностью около 20-30 м. Известняки в сухом виде светло-серые и красноватые, мелко- и микрозернистые, иногда с галькой, часто брекчиевидные, обычно массивные, плотные. Породы обладают различной прочностью и образуют в склонах горы ступени высотой от 0,5 до 1,5 м и полого наклонные поверхности. Уступы сложены известняками брекчиевидными или массивными, а пологие участки – песчаниками светло-серыми разномасштабными с галькой, с прослоями мелкогалечных конгломератов.

С северо-восточного склона г. Пахкал-Кая открывается вид на г. Северная Демерджи (рис. 16-4). Ее северный обрывистый склон сложен рифовыми известняками верхней юры и нижнего мела (титон – нижний берриас). Выходы известняков голые – не покрыты какой-либо растительностью, в них отсутствует слоистость и проявляется биогермное строение, которое отличается сложностью природного наскального рисунка. Правый (южный) сегмент разреза верхней части г. Северная Демерджи имеет отчетливо слоистое строение. Слоистая текстура подчеркивается хорошо заметными на расстоянии тонкими слоями светло-серых известняков, разделенных участками задернованного склона, она проявляется также в параллельных цепочках низкорослой кустарниковой растительности, приуроченной к более влажным прослоям на склоне. Между биогермной и тонкослоистой (предположительно лагунной) фациями наблюдается переходная зона с признаками обеих фаций, в этой зоне происходит «пилообразное» сочленение фаций – фациальный переход.



Рис. 16-4. Северный склон г. Северная Демерджи, вид с вершины г. Пахкал-Кая.

Точка 8. Северо-восточная вершина хребта Эльх-Кая.

GPS: 44°46'5.23"C, 34°21'58.00"B, абс. отм. 980 м.

На обратном пути, теперь уже вдоль северо-западного склона хребта Эльх-Кая делаем остановку на его северо-восточной вершине. С нее открывается удачный ракурс для зарисовки схемы геологического строения г. Пахкал-Кая (рис. 16-5). На большом расстоянии ее верхние слои, изученные нами на вершине, выглядят отчетливо горизонтальными (рис. 16-6). Нижняя часть разреза сложена параллельно слоистыми разногалечными конгломератами, залегающими с падением на северо-запад под углом около 25°. Толстая слоистость конгломератов (1-3 м) подчеркивается цепочками линзообразных ниш выветривания. В средней части разреза г. Пахкал-Кая обособлен биогермный массив, выклинивающийся на юго-восток. Он залегает на «моноклинали», сложенной конгломератами оксфорда-кимериджа, а перекрывается (срезается) горизонтально слоистой толщей титона – нижнего берриаса. В биогермном массиве видны сигмовидные зоны бокового наращивания рифа в северо-западном направлении. Фации биоморфных известняков рифовой платформы сменяются в северо-западном направлении фациями обломочных известняков склона рифа.

Такая яркая и контрастная природная картина геологического строения указывает на разнообразные обстановки осадконакопления, которые резко менялись в зависимости от лавинного поступления терригенного материала или его почти полного отсутствия и доминирования хемогенного и биогенного осадконакопления. Это можно объяснить только активными конседиментационными тектоническими движениями.

Есть мнение, что наклон конгломератов иллюстрирует фронтальное наращивание склона дельты в северо-западном направлении, а материал в дельту поступал со стороны гипотетического массива, располагавшегося в центральной части современного Черного моря. По другой версии, осадочный материал сносился со Скифской платформы, главным образом из области Лозовской структурно-фациальной зоны на южном обрамлении платформы. В этой зоне развиты мощные толщи среднеюрских битакских конгломератов (правый склон долины Малого Салгира на восточной окраине с.Строгановка), материал которых мог переотлагаться в грабенообразные прогибы оксфорда-кимериджа. В юго-восточном направлении конгломераты фациально замещаются ритмичной песчано-глинистой толщей (Муратов, 1960), возможно, они слагают вершинную фацию сильно вытянутого турбидитового конуса выноса. Мощность конгломератов быстро растет в юго-восточном направлении – от 0,2 км на хр. Эльх-Кая до 0,7 км на г. Южная Демерджи.

После предполагаемой предтитонской перестройки структурного плана зона современной Главной гряды осталась мелководной. С севера и юга (в современных координатах) она была отделена от источников сноса глубокими прогибами, которые улавливали весь терригенный материал. Теплый аридный климат благоприятствовал органогенному и хемогенному осадконакоплению. Терригенный материал был исключительно местного происхождения, он формировался за счет размыва локальных поднятий местной островной суши. Вначале появились береговые рифы (Пахкал-Кая), позднее – барьерные (Северная Демерджи). Можно предположить, что риф Северной Демерджи был отделен от острова(?) Южной Демерджи лагуной, в которую со стороны острова мог поступать терригенный материал, а в целом, накапливались хемогенные известняки. Блок Пахкал-Кая был ограничен разломами и испытал погружение, в его зоне



Рис. 16-5. Гора Пахкал-Кая, вид с северо-восточной вершины хребта Эльх-Кая.

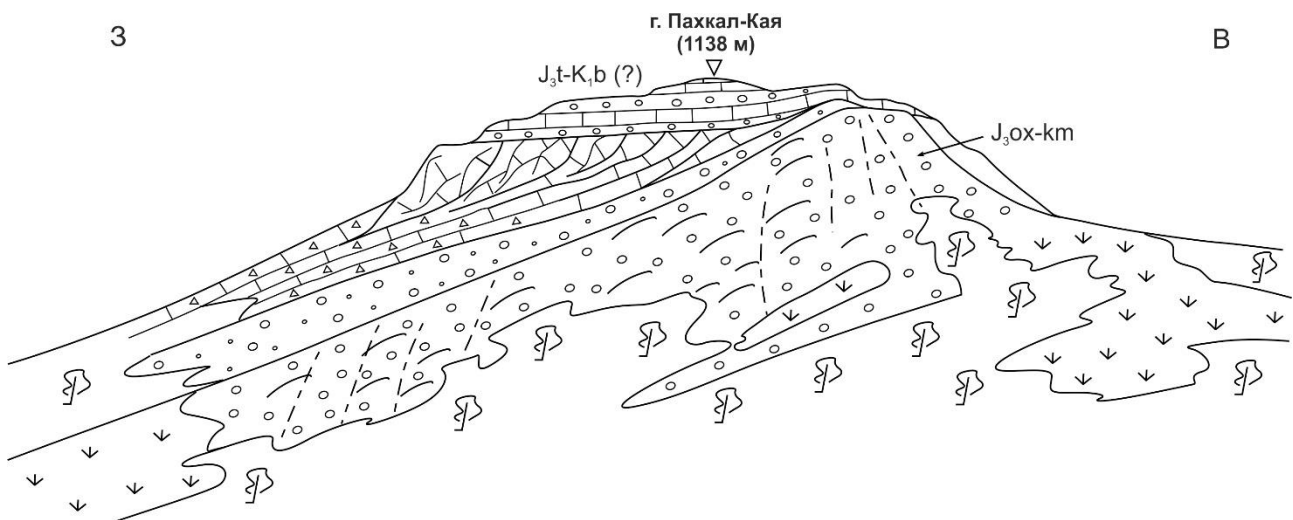


Рис. 16-6. Схема строения г. Пахкал-Кая (пояснения в тексте).

действовали проливные течения, на нем накапливались разнообразные отложения. Среди них преобладают обломочные известняки и песчаники с линзами конгломератов.

От северо-восточной вершины хребта Эль-Кая маршрут проходит по сложной, со спусками и подъемами каменистой тропе, на которой часто необходима помощь товарищей. Тропа дважды выводит нас на небольшие «смотровые площадки» на юго-восточных обрывах хребта Эльх-Кая. С этих площадок открывается обзор на вершину, склоны и подножие горы Южная Демерджи (рис. 16-7). В ясную погоду на ее склонах хорошо видны столбообразные и другие причудливые формы рельефа. У подножия горы выше крепости Фуна располагается крупноглыбовый обвальный конус, который приурочен к зоне резкого перегиба склона, сложенного верхнеюрскими конгломератами в верхней части и песчано-глинистой толщей таврической серии – в нижней.



Рис. 16-7. Гора Южная Демерджи, вид с хребта Эльх-Кая.

Спуск с хребта Эльх-Кая проходит по широкой и ровной, но крутой тропе, по которой ноги несут сами. Здесь легко разогнаться, но трудно остановиться и можно получить травму. После спуска выходим на грунтовую дорогу, по которой возвращаемся к Ангарскому перевалу. На контакте конгломератов и таврической серии, а также на Ангарском перевале, делаем контрольные замеры альтиметром, поскольку обычно они барометрические и требуют введения поправок при быстрых изменениях атмосферного давления.

Заметки после маршрута.

Трактовка разреза конгломератов г. Пахкал-Кая в качестве дистальной части дельты, обращенной фронтом на СЗ вызывает ряд замечаний. Среди них малая мощность выносов, очень грубый несортированный состав пород, наличие эрозионных врезов на контакте с таврической серией. С другой стороны, - расположение под г. Пахкал-Кая наиболее глубокого, расширяющегося и углубляющегося на ЮВ палеовреза, могло привести к скольжению по его ложу конуса выноса, обращенного фронтом на ЮВ. При этом произошло запрокидывание первично субгоризонтальных слоев конгломератов на СЗ. Версия конседиментационного оползания, возможно, является более простой и более правдоподобной, чем вариант с падающей на СЗ макро косою первичной слоистостью конгломератов г. Пахкал-Кая.

Река Демерджи – самая протяженная (13 км) река Алуштинского амфитеатра, она является одной из наиболее крупных рек южного берега Крыма. Ее русло выше Кутузовского водохранилища на большей части своего протяжения глубоко врезано. Ее истоки расположены под ЮВ склоном г. Пахкал-Кая, на высоте около 900 м. Возможно, относительно прямолинейное меридиональное русло реки Демерджи трассирует зону одного из позднеюрских подводных каналов стока терригенного материала. Долина реки

могла расти за счет пятащейся эрозии по погребенному тальвегу «каньона» на склоне позднеюрского палеопрогиба. На левом склоне долины р. Демерджи на высотах 500-600 метров залегают конгломераты, на которых стоит крепость Фуна. Не исключено, что эти конгломераты находятся в первичном залегании – в наиболее опущенной по разломам зоне позднеюрского палеопрогиба, по другой версии они слагают оползневой блок.



Цели маршрута: изучение пород таврической серии (T_3-J_1 *tv*) и верхней юры (J_3), прослеживание их контакта; характеристика рельефа побережья и южных склонов Второй гряды Горного Крыма; изучение процессов выветривания и денудации, а также гравитационных процессов.

Как добраться: маршрут начинается от села Лучистое на ЮЗ склоне горы. С автомобильной трассы Симферополь-Алушта нужно сделать левый поворот на село Лаванда. Учитывая регулярное оползание участков дороги на пути Лаванда – Лучистое, маршрут можно начать сразу после моста через р. Демерджи вверх по туристической тропе к крепости Фуна, а далее к Большому Демерджинскому обвалу.

Точка 1. Северная окраина села Лучистое. Выемка в левой обочине грунтовой дороги, идущей вдоль склона, в месте пересечения дорогой Большого Демерджинского оврага.

GPS: 44°44'37.91"С, 34°24'14.20"В, высота около 600-620 м

От асфальтированной дороги на СЗ окраине с. Лучистое маршрут проходит по проселочной дороге над правым склоном Большого Демерджинского оврага в направлении его верховья, юго-восточнее долины «Привидений» (рис. 17-1). После прохода через территорию конно-туристического клуба в промоинах грунтовой дороги могут наблюдаться небольшие обнажения таврической серии с характерным ритмичным чередованием

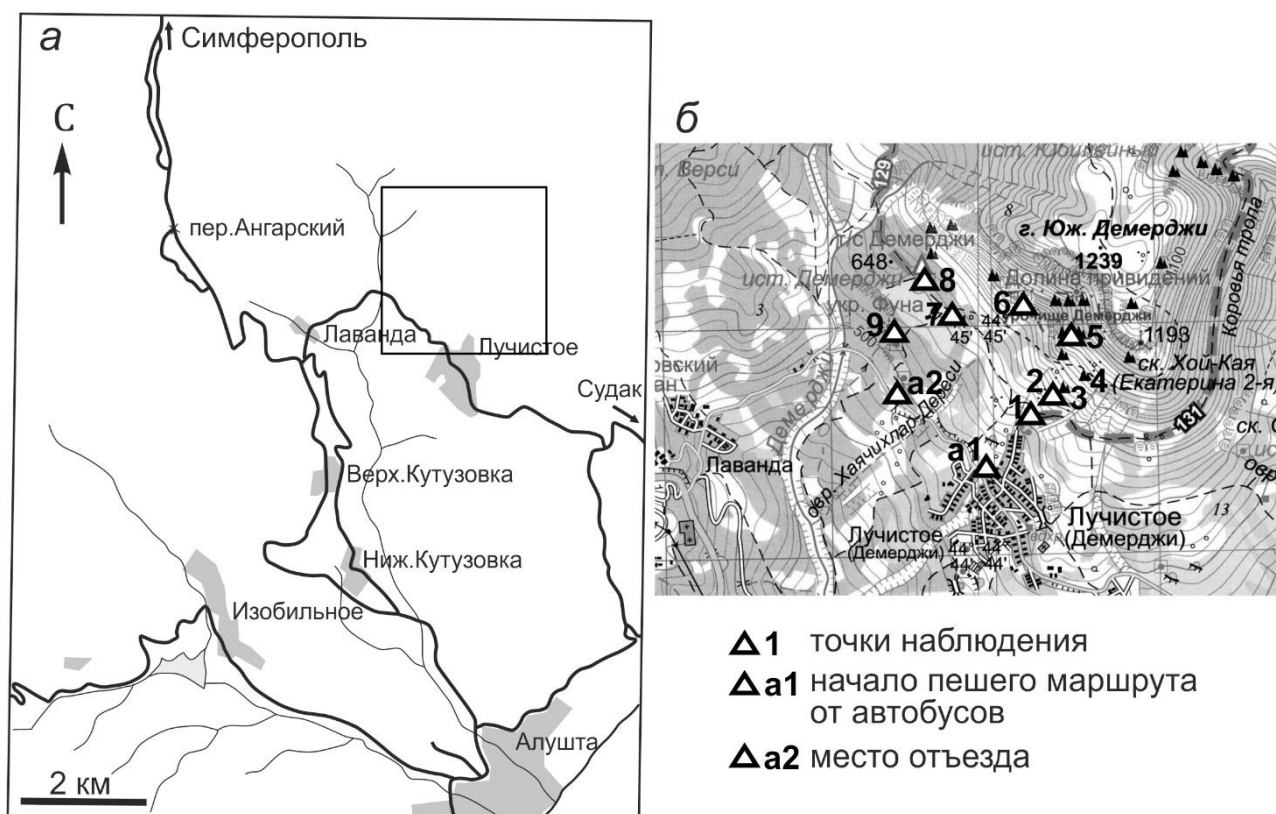


Рис. 17-1. Схема маршрута. (а) - положение маршрута на карте (по листу топографической карты L-36-117 масштаб 1:100000); (б) - точки наблюдения.

песчаников и аргиллитов. Последнее небольшое обнажение будет в выемке дороги слева по ходу, близко к тальвегу оврага и контакту таврической серии с конгломератами верхней юры.

Непосредственно перед контактом с конгломератами обнаженность таврической серии плохая, толща перемята – ритмичность только угадывается, разместиться для работы может лишь одна группа в 10-15 человек. Таврическую серию необходимо описать в предыдущих маршрутах, а в этой точке лишь констатировать ее наличие. Контакт не обнажен, но легко устанавливается по резкому увеличению крутизны склона и высачиванию грунтовых вод на перегибе склона, а также постоянному присутствию лужи на дороге. Можно обратить внимание на закрытый и огороженный каптированный нисходящий источник грунтовых вод справа от дороги, который снабжает водой с. Лучистое.



Рис. 17-2. Юго-западный склон г. Южная Демерджи.

Выше по склону маршрут проходит по крутой ступенчатой усеянной галькой туристической тропе, в направлении «бастиона», доминирующего на склоне в виде массивного изометричного скального выступа (рис. 17-2). Далее – через обширную зону столбообразных форм «Каменного леса» к скале «Екатерина» (см. рис. 17-2) и вершине горы Южная Демерджи. Более простой вариант маршрута от «бастиона» проводится по тропе налево в сторону большой куполовидной формы – «колокола». Первый вариант маршрута также приводит к «колоколу» на обратном пути с вершины горы, но от скалы «Екатерина» он идет по тропе на более высоком уровне под массивными скальными обрывами. Этот вариант маршрута из-за недостатка времени становится чисто туристическим, и он может быть пройден далеко не всеми студентами, особенно в первых маршрутах.

Точка 2. ЮЗ склон г. Южная Демерджи, цепочка карнизов и ниш вдоль склона в 50-100 м правее туристической тропы к «бастиону».

GPS: 44°44'39.78"С, 34°24'28.24"В, высота около 720-730 м

По ходу маршрута от точки 1 к точке 2 начинается изучение состава и строения разреза конгломератов. В целом это толща ритмичного чередования толстослоистых разногалечных и мелкогалечных конгломератов с песчаным заполнителем и карбонатным цементом. Размер гальки конгломератов разнообразный. Окатанность гальки разная – от хорошей – у большей части обломков, до плохой – у обломков пород таврической серии. В составе обломков доминирует галька молочно-белого кварца, часто встречаются обломки яшм, известняков, сидеритов, песчаников; реже – метаморфических пород и редко – магматических.

В точке наблюдения среди конгломератов могут быть прослежены линзовидные слои песчаников толщиной до 0,7 м. Благодаря этим слоям, обладающим более высокой устойчивостью к выветриванию, на ступенчатом склоне появляются карнизы и ниши (рис. 17-3). Наиболее широко ниши выработаны в разногалечных конгломератах, выше – в мелкогалечных – они сужаются, а карнизы сложены песчаниками. При выпадении песчаников из разреза склон вновь становится просто ступенчатым.



Рис. 17-3. Карнизы и ниши в конгломератах на юго-западном склоне г. Южная Демерджи.

Точка 3. ЮЗ склон г. Южная Демерджи, скальный выступ конгломератов шириной и высотой до 25 м – «Бастион».

GPS: 44°44'42.12"С, 34°24'29.19"В, высота около 770 м.

В основании «Бастиона» обнажается линза песчаников, нарушенная конседиментационным малоамплитудным сбросом. Здесь же видны обломки или небольшие «банки» размером до 50 см чистых светло-серых биогенных известняков. Они свидетельствуют о нормально морских обстановках осадконакопления. Верхняя часть «бастиона» сложена чередованием (1-3 м) мелкогалечных и разногалечных конгломератов.

На поверхности и в массиве «бастиона» хорошо выражены субвертикальные трещины двух взаимно перпендикулярных направлений. Непосредственно над бастионом (см. рис. 17-3) имеются пологие площадки, на которых удобно расположиться группой и провести геоморфологический обзор Алуштинского амфитеатра, его пологих и обрывистых склонов, а также побережья. Можно обратить внимание на особенности рельефа Главной гряды Крымских гор и ее подножия. В самых общих чертах – провести анализ береговой зоны с бухтами, выработанными в мягких породах таврической серии и разделяющими их мысами, сложенными интрузивными породами и известняковыми останцами или оползневыми блоками верхней юры. При хорошей видимости более широкая панорама открывается под скалой «Екатерина», но большее разнообразие форм и их деталей просматривается с лужайки у «Колокола».

Точка 4. ЮЗ склон г. Южная Демерджи, скальные останцы в виде столбов и причудливых форм – «Каменный лес».

GPS: 44°44'45.39"C, 34°24'36.67"B, высота около 880 м.

Скальные останцовые формы в конгломератах на склонах Южной Демерджи обычно называют формами выветривания (рис. 17-4). Похожие столбообразные формы известны также в магматических (Красноярские столбы), вулканических (Каппадокия) и метаморфических («Мансийские болваны») горных породах. Истолкование демерджинских столбов только как форм выветривания может вводить в заблуждение. Эти формы существуют лишь потому, что состоят из пород более устойчивых к выветриванию, чем окружающие их породы. Вероятно, главным фактором физического выветривания грубозернистых пород Южной Демерджи является замерзание и оттаивание. Однако, трещины и поры в этих породах не заполняются водой полностью, это снижает эффект расширения при замерзании воды. Нагревание и охлаждение без переходов через 0°С играет незначительную роль. Этот фактор дает эффект при синхронном периодическом увлажнении и высушивании и только при наличии в породах тонкодисперсной компоненты. Вероятно, тонкодисперсная компонента в большей мере присутствует в наиболее плохо сортированных – «мусорных» разногалечных конгломератах. Именно они из всех коренных пород Южной Демерджи наиболее легко разрушаются. Возможно, также, что разногалечные конгломераты были менее прочно сцементированы. Но, наиболее активно физическое выветривание развивается в песчано-глинистых породах таврической серии и если конгломераты Южной Демерджи (устойчивые к выветриванию!) образуют в рельефе Главной гряды выступ в сторону моря, то в глинистых породах таврической серии выработан грандиозный Алуштинский амфитеатр.

Точка 5. Поляна с крупным овальным останцом «Колокол» на бровке левого склона «Долины привидений». С точки наблюдения открывается хороший вид на Алуштинский амфитеатр, на склоны и вершины гор Пахкал-Кая, Эльх-Кая, верхнего плато г. Чатыр-Даг, Ай-Петринской яйлы, горы Капель, а также на побережье. Обычно здесь группы отдыхают и перекусывают.

GPS: 44°44'54.01"C, 34°24'27.62"B, высота около 890 м.

На точке регистрируются результаты наблюдений, сделанных по ходу маршрута, проводится геоморфологический обзор окрестностей (рис. 17-5).



Рис. 17-4. Останцовые формы в конгломератах на склоне г. Южной Демерджи («Каменный лес»).



Рис. 17-5. Вид на Алуштинский амфитеатр со склона г. Южная Демерджи.

От «колокола» спускаемся по каменистой тропе вдоль левого склона оврага «Привидений» (необходимо быть осторожными на сложных участках с глубокими ямами, засыпанными прошлогодней листвой). Со скальных выступов, пересекаемых тропой, открывается вид на крупные останцовые формы левого склона долины «Привидений» с редкими деревьями на трещиноватых участках (рис. 17-6). По слабовидимому ответвлению тропы направо (при одновременном появлении в поле зрения тропы на противоположном склоне) пересекаем тальвег и выходим на правый склон оврага.



Рис. 17-6. Крупные останцы на левом склоне «долины Привидений».

Точка 6. «Долина привидений». Долину лучше всего наблюдать после ее пересечения – с бровки правого склона выше туристической тропы.

GPS: 44°45'0.50"С, 34°24'11.80"В, высота около 690 м.

В долине «Привидений» столбы на горе Южная Демерджи имеют максимальную относительную высоту. Здесь они группируются вдоль тальвега, вероятно, – вдоль разлома. Возможно, столбы в этой зоне менее устойчивы к процессам выветривания, чем на склонах, но в своем основании они быстрее препарируются эрозионной деятельностью временных горных потоков. Вероятно, наблюдаемые формы возникли за счет избирательной вторичной цементации карбонатами и оксидами железа восходящих гидротермальных струй во время активного роста Крымского горного сооружения. Иными словами, «формы выветривания» Южной Демерджи уже существовали в массиве конгломератов, они возникли ранее, а в настоящее время лишь подвергаются обнажению благодаря выветриванию и эрозии.

На ступенчатом водораздельном мысу правого склона долины «Привидений» обнажается толща ритмичного чередования конгломератов и песчаников – один из лучших в маршруте объектов для описания разреза и отбора образцов.

Спускаемся по тропе до грунтовой дороги, к Большому Демерджинскому обвалу.

Точка 7. *Большой Демерджинский обвал. Его лучше наблюдать с некоторого удаления.*

GPS: 44°44'59.53"С, 34°23'48.34"В высота около 617 м

После выхода из оврага «Привидений» открывается вид на обвал, произошедший в 1894 году. Наиболее крупные глыбы размером до 15 м занимают дистальное положение в конусе, в его вершине обнажается более мелкий коллювиальный материал (рис. 17-7). Некоторые глыбы разрушились на части на месте падения, когда-то свежие сколы на их поверхностях уже существенно затронуты процессами выветривания, они изменили свою окраску от светлой на буроватую и покрылись округлыми пятнами лишайников. Над конусом обвала размером 600 х 800 м хорошо видна разрушенная часть склона и стенка отрыва высотой более 100 м. На юго-восточном фланге обвал частично перекрывается молодым (1966 г.) небольшим обвальным-осыпным конусом. Его материал значительно более мелкий и имеет более светлые оттенки серого цвета по причине кратковременного воздействия на него процессов выветривания.



Рис. 17-7. Вид на обвальным конус 1894 года.

Точка 8. *Каптивированный источник на северо-восточном фланге Большого Демерджинского обвала.*

GPS: 44°45'9.92"С, 34°23'37.37"В, высота около 610 м.

Справа от проселочной дороги, еще на площади распространения обвальных накоплений, располагается каптивированный нисходящий источник грунтовых вод. Он приурочен к верхнеюрскому водоносному горизонту, лежащему на песчано-глинистой толще таврической серии, которая вместе с глинистыми отложениями средней юры является региональным водоупором. Здесь уместно замерить абсолютную высоту подошвы

конгломератов и сравнить ее с высотой, замеренной на 1-ой точке нашего маршрута (607 против 630 в т. 1), что свидетельствует о неровностях палеорельефа или последующей деформации подошвы конгломератов.

Точка 9. Оползневой блок с крепостью Фуна.

GPS: 44°45'3.77"C, 34°23'21.10"B, высота около 570 м.

Ниже источника вплоть до небольшой возвышенности с крепостью Фуна располагается относительно ровная с заболоченными участками поверхность древнего оползневой массива (Славин, 1985), фронтальная часть которого сложена конгломератами верхней юры (рис. 17-8). Они образуют обрывы и развалы глыб под крепостью Фуна на левом крутом борту долины реки Демерджи. Однако, нельзя полностью исключать то, что конгломераты могут находиться на месте своего образования – в осевой наиболее опущенной части грабенообразного палеопрогиба, обрамленного ступенчатыми сбросами. Толщина конгломератов, на которых стоит крепость Фуна, составляет около 100 м, в их основании на контакте с таврической серией появляются увлажненные и заболоченные участки.

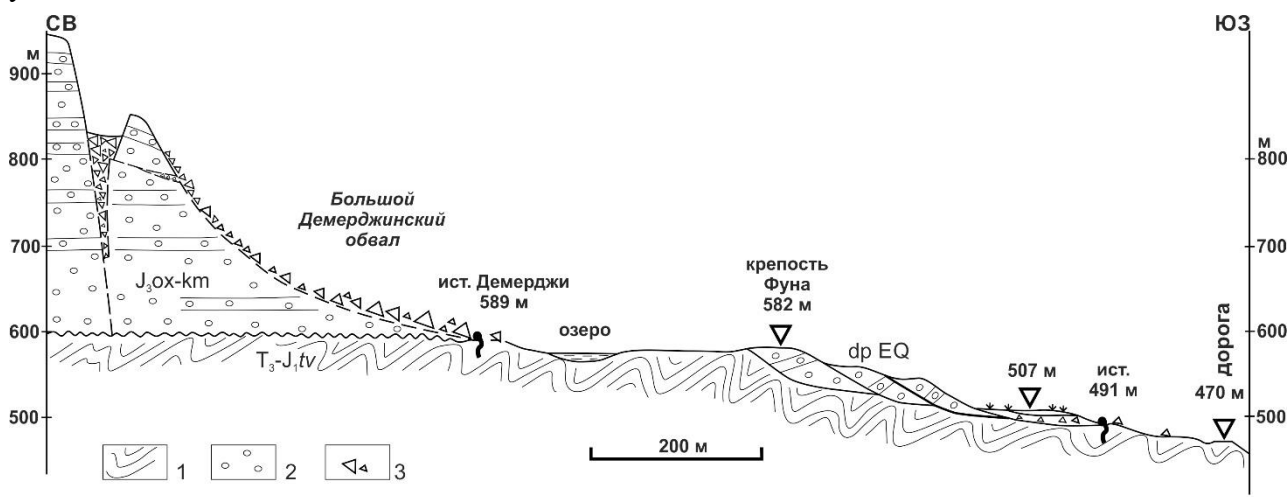


Рис. 17-8. Схематический разрез юго-западного склона г. Южная Демерджи. Условные обозначения: 1 - породы таврической серии (T_3 - $J_1 tv$); 2 - верхнеюрские конгломераты (J_{3ox-km}); 3 - обвальные отложения; dp EQ - оползневые отложения эоценового возраста.

Заметки в конце маршрута:

Мощность конгломератов верхней юры возрастает с СЗ на ЮВ. В разрезе Северной Демерджи она составляет около 200 м, на г. Южная Демерджи достигает 500 м, и продолжает расти далее на ЮВ (до 1000 м?). Снос материала мог происходить с севера, со стороны Лозовской зоны, где развиты мощные толщи среднеюрских битакских конгломератов, мало отличающихся по составу от верхнеюрских – горы Южная Демерджи. [По поводу сноса терригенного материала, аккумулированного в конгломератах Ю.Демерджи, также можно прочесть в статьях Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020. – прим. Н.Б.Кузнецова] Транспортировка материала могла происходить спазматическими мутьевыми потоками (Фролов, 1988). Толща конгломератов, вероятно, формировалась в расширяющемся на юго-восток грабенообразном прогибе, ограниченном на бортах ступенчатыми сбросами.

Конгломераты содержат обломки осадочных, магматических и метаморфических пород, некоторые из этих обломков изменены относительно слабо, другие, как правило, лучше окатанные – подверглись глубокому химическому выветриванию, вплоть до образования каолинита по полевым шпатам. Такие обломки могли участвовать в нескольких осадочных циклах (испытали рециклинг), – следовательно, они могут нести следы и более ранних эпох выветривания.

ГЛАВА 18

Долина ручья Краснопещерного

Стафеев Александр Николаевич, Суханова Татьяна Владимировна,
Латышева Ирина Валерьевна

Цели маршрута: изучение отложений верхней юры, нижнего мела и четвертичной системы; изучение карстовых, гравитационных процессов, геологической деятельности подземных и поверхностных текучих вод.

Как добраться: до автомобильной стоянки (турбаза Кизил-Коба) на правом склоне ручья Краснопещерного подъезжаем с трассы Симферополь-Алушта, первый поворот налево после моста через р. Ангара (перед АЗС) на въезде в село Перевальное. От автомобильной стоянки маршрут проходит по туристической тропе до Красной пещеры, далее вниз по долине ручья вдоль его левого склона (рис. 18-1). Вторая часть маршрута проходит в нижнем течении ручья по правому склону долины до слияния с р. Ангара на северной окраине села Перевальное.

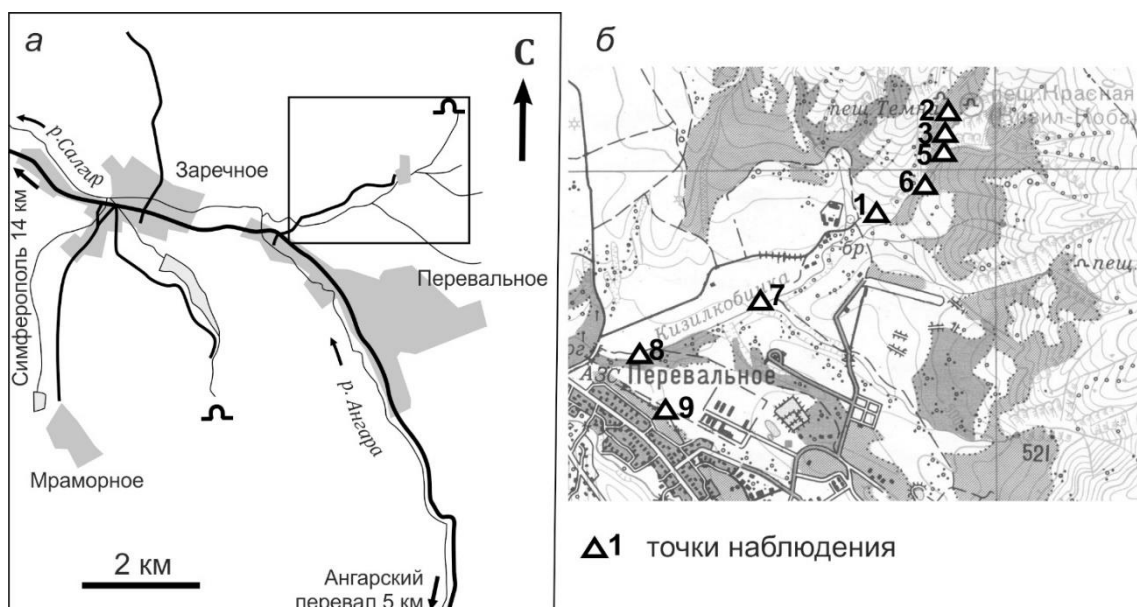


Рис. 18-1. Схема маршрута: (а) – положение маршрута на карте (по листу топографической карты L-36-117 масштаба 1:100000); (б) – положение точек маршрута в долине руч. Краснопещерного.

Маршрут к Красной пещере начинается в 300-500 м от автостоянки на скальных выходах известняков верхней юры слева над туристической тропой. Работу на этой точке можно сделать и на обратном пути по направлению к нижнему течению ручья. Работу в верховье по левому склону лучше делать по ходу маршрута (физически проще) или на обратном пути, поднявшись по крутой тропе на правом склоне до входа в пещеру.

Точка 1. Пологие скальные выходы известняков на западном склоне Долгоруковской яйлы в начале туристической тропы (слева от нее) к Красной пещере, идущей по правому склону долины ручья Краснопещерного.

GPS: 44°51'47.01"C, 34°20'10.64"B

В точке наблюдения следует провести геоморфологический обзор Первой и Второй горных гряд Крыма и межгрядового понижения между ними, обратить внимание на строение долины ручья Краснопещерного, ее крутые и обрывистые склоны в верховье. Дать

характеристику тектонической структуры северного склона поднятия Горного Крыма, осложненной поперечным раннемеловым Салгирским грабеном. Рассмотреть варианты тектонического или ингрессионного соотношения верхней юры и расположенной гипсометрически ниже нее глинистой толщи нижнего мела. Обсудить возможность развития ингрессии моря в эрозионную ложбину или в формирующийся присдвиговый бассейн.

Точка 2. Травертиновая площадка в 50 м на ЮЗ от входа в Красную пещеру.

GPS: 44°52'11.08"C, 34°20'35.14"B

После привязки к местности делаются заметки о наблюдениях, проведенных по ходу маршрута по туристической тропе от точки 1 к точке 2. В редких коренных выходах на тропе и ее склонах наблюдали серые и буровато-красные известняки верхней юры, а в конце тропы – небольшие выходы травертинов. Обычно склоны в нижней части покрыты осыпными и обвальными образованиями. Верхние части склонов обрывистые массивные или толстоплитчатые, с послойными и секущими трещинами, разработанными выветриванием. Породы имеют мелкоячеистый облик и покрыты желтовато-бурым налетом.

Окрестности перед входом в Красную пещеру изобилуют выходами подземных вод. Количество действующих нисходящих источников (до 30) и их дебиты зависят от погодных условий. В наиболее водообильные годы некоторые источники временно могут стать напорными и проявлять себя как небольшие вклюдзы. Можно дать подробное описание какого-нибудь из источников подземных вод. С бровки травертиновой площадки открывается перспектива на долину ручья, имеющую широкое плоское днище на слиянии Краснопещерного ручья и реки Ангары. Эти водотоки после слияния дают начало самой протяженной реке Крыма – Салгиру. Верховье ручья Краснопещерного находится в узкой глубокой долине. Отвесные борта сближены, слышится шум водопада.

Спускаемся по тропам правого склона долины к водопаду, оцениваем высоту обрывов травертинового массива, фотографируем неровную сетчатую с кавернами и натеками поверхность известковых туфов (рис. 18-2). Они формировались при химическом выпадении карбоната кальция по мере нагревания вод карстовых источников и удаления из них углекислого газа. Карбонатное равновесие быстрее смещается в сторону осаждения карбоната кальция в теплое время года за счет быстрого нагревания и дегазации воды.

Точка 3. Водопад Су-Учхан (Вода с Ладони Хана). При высоком расходе воды каскады бурного водопада становятся величественными.

GPS: 44°52'9.72"C, 34°20'37.90"B

Воды Краснопещерного ручья, огибая слева травертиновую площадку, «ступенчато» падают с высоты около 25 м (рис. 18-3, а). Падение воды происходит с крупных глыб обвального тела. Межглыбовые участки засыпаны мелкими обломками, сцементированными травертином. В составе глыб встречаются и обломки травертина, но преобладают среди них глыбы верхнеюрских известняков. Травертиновая «рубашка» покрывает глыбы на всех уступах водопада от вершины до подножия, где водопад переходит в крутой порожистый участок русла (рис. 18-3, б). Продольный профиль ручья непосредственно ниже водопада крутой не выровненный с порогами высотой до 1-2 метров и ваннами между ними глубиной до 1 метра (рис. 18-4). На фронтальных участках порогов, там, где вода стекает тонкой пеленой, она быстрее всего нагревается и дегазируется, карбонат кальция отлагается, образуя натечную концентрически зональную текстуру



Рис. 18-2. Травертины правого склона руч. Краснопещерного.



Рис. 18-3. Точка наблюдения 3: (а) – общий вид водопада Су-Учхан; (б) – крутой порожистый участок русла ниже водопада.

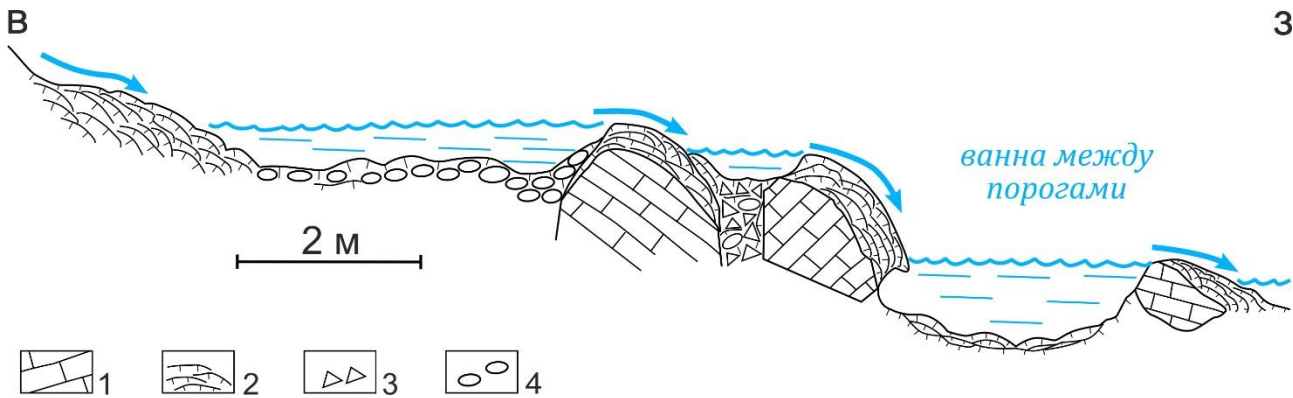


Рис. 18-4. Продольный профиль долины ручья Краснопещерного ниже водопада Су-Учхан. Условные обозначения: 1 - коллювиальные глыбы известняков; 2 - травертины; 3 - неокатанные коллювиальные обломки; 4 - плохо окатанный аллювий.

(рис. 18-5, а). Аналогичный процесс протекает и на относительно мелководных участках русла. Обломки аллювия, а также обломки коллювия, скатившиеся со склонов в русло ручья облекаются известковым туфом, что придает им округлую форму и создает иллюзию их окатанности (рис. 18-5, б).

После наблюдений каскадов водопада и прилегающих к нему порожистых участков русла, с осторожностью, по влажным глыбам переходим на левый склон долины ручья (рис. 18-5, в). В этой точке поперечный профиль ручья имеет V-образное сечение и характеризуется различным строением своих бортов (рис. 18-6). Правый склон долины ручья в нижней части относительно пологий, он сложен мягкими известковыми туфами. Левый склон долины образуют крутые скальные уступы верхнеюрских известняков. Коллювиальный материал правого борта сложен травертинами, в нижней части левого борта наблюдаются глыбы известняков и конгломератов.

Далее по ходу маршрута регистрируем несколько источников подземных вод. Около одного из каптированных источников («три трубы»), достаточно удалившись от шумного водопада, делаем записи. Описываем сам водопад, оцениваем характер поперечного и продольного профиля ручья в верховье, размер, сортировку и окатанность материала. Отмечаем своеобразные континентальные речные конгломераты, сцементированные (слабо, но сцементированные) травертином, который концентрически нарастает на обломках и имеет причудливый рисунок поверхности.

Далее спускаемся вниз по течению и выбираем участок долины для зарисовки поперечного и продольного профилей.

Точка 4. Левый берег ручья Краснопещерный в 150-200 м ниже по течению от водопада Су-Учхан.

GPS: 44°52'5.20"C, 34°20'34.31"B

После привязки точки наблюдения регистрируем информацию, полученную по ходу маршрута. Это сведения об изменении формы долины, крутизны и неровностей продольного профиля, характера течения воды, размерности осадочного аллювиального материала, его составе; об изменениях в размере и составе обломков склоновых отложений.

Продольный профиль ручья вниз по течению выполаживается, высота порогов уменьшается, участки плесов с ламинарным течением удлиняются, пойма расширяется (рис. 18-7). На выбранном участке делаем зарисовки поперечного и продольного профилей

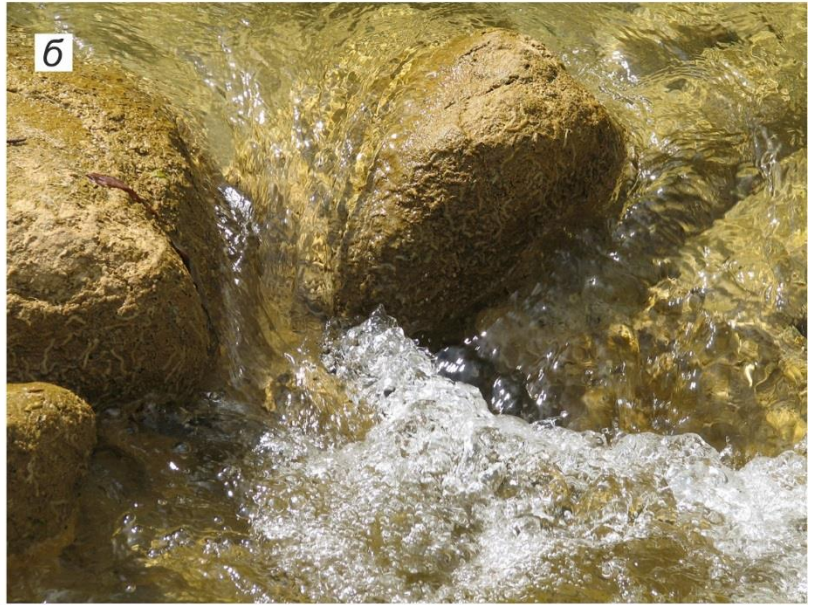


Рис. 18-5. Особенности строения долины руч. Краснопещерного в верхнем течении: (а) - натечная корочка на фронтальном участке порога; (б) - обломки аллювия, сцементированные травертиновым цементом; (в) - вид на левый борт долины ручья.

Ю

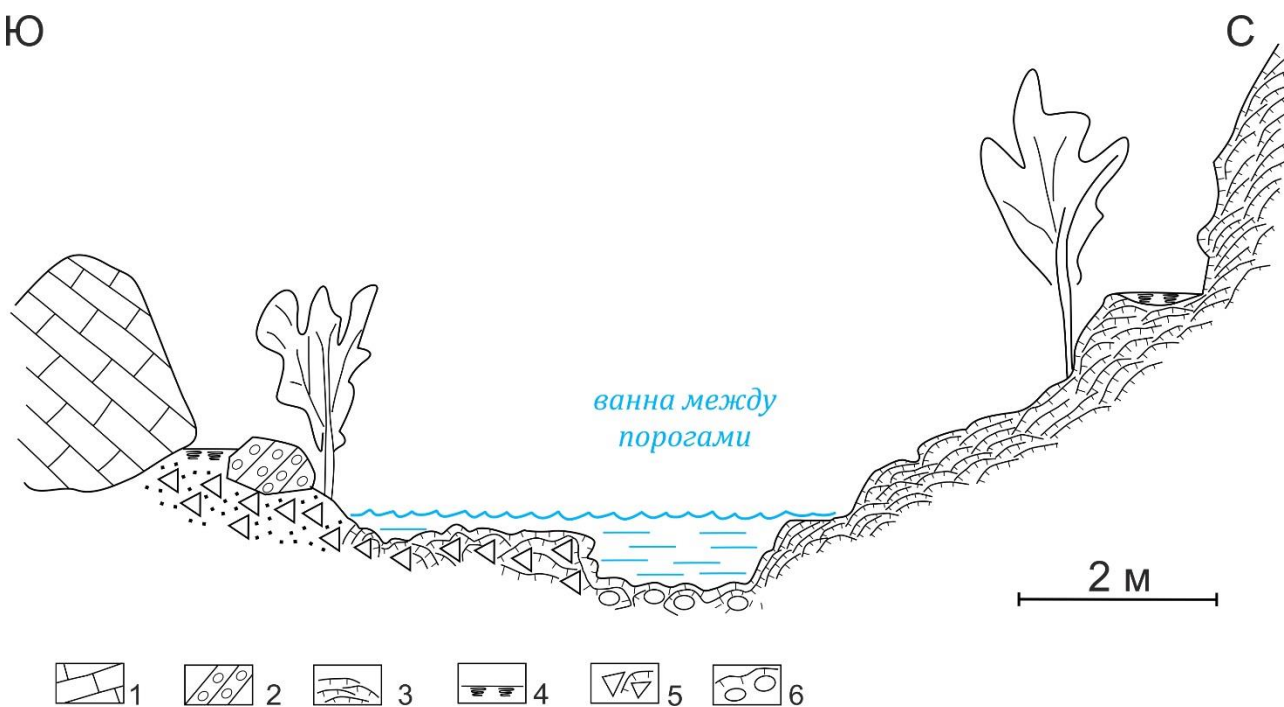


Рис. 18-6. Поперечный профиль долины руч. Краснопещерного ниже водопада Су-Учхан. Условные обозначения: 1 - коллювиальные глыбы известняков; 2 - коллювиальные глыбы конгломератов; 3 - травертины; 4 - почвенный слой; 5 - неокатанные коллювиальные обломки; 6 - плохо окатанный аллювий.

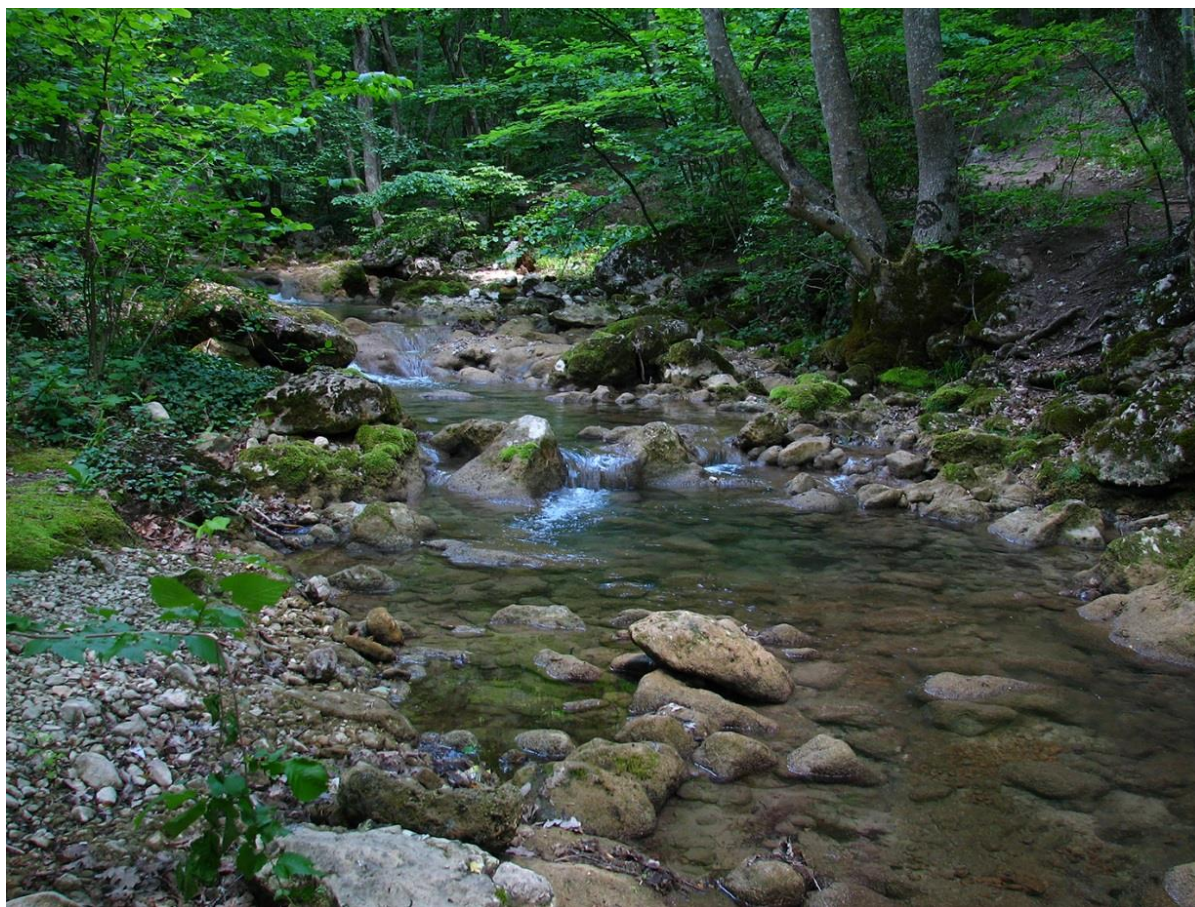


Рис. 18-7. Общий вид долины руч. Краснопещерного в 150-200 м ниже водопада Су-Учхан.

долины ручья, описываем русловой и пойменный аллювий, отмечаем цементацию валунного и галечного материала травертином. Отбираем образцы аллювия. Разбивая обломки коллювия, пополняем коллекцию верхнеюрских известняков разной структуры, текстуры и расцветок. Фиксируем наличие обломков конгломератов и песчаников. Отмечаем увеличение роли делювиальных отложений.

Точка 5. Левый борт долины ручья Краснопещерного в месте впадения обычно сухого левого притока, в 400-500 м ниже по течению от водопада Су-Учхан.

GPS: 44°52'1.06"C, 34°20'33.31"B

В устьевой части левого притока расположен селевый конус выноса длиной до 50 м и шириной по фронту до 30 м. Вдоль левого фланга конус прорезан сухим руслом шириной до 3-5 м и глубиной до 1 м. Вероятно, во время быстрого снеготаяния русло промывается временным потоком практически ежегодно. Это происходит и во время обильных дождей. Возможно, раз в 30-50 лет происходит катастрофический сток. Тело конуса сложено разнообломочным (до 0,5-0,7 м) материалом с песчано-щебнистым заполнителем. Свежие обломки отсутствуют, а материал конуса испытал значительное антропогенное воздействие. Конус, вероятно, имеет возраст несколько десятилетий. Его фронтальная часть «оттесняет» русло Краснопещерного ручья. Русло сужается, правый берег становится обрывистым. Пойма, которая прослеживается выше и ниже по течению вдоль правого берега, в створе конуса вырождается (срезана). Выше канала стока располагается крутая воронкообразная водосборная площадь с тремя крупными ветвями притоков общей площадью около 0,7 км². Водосборная воронка хорошо просматривается с первой точки наблюдения и легко читается на топографической карте.

Точка 6. Долина ручья Краснопещерного в 600 м ниже по течению от водопада Су-Учхан, в месте пересечения ручья грунтовой дорогой. Мы переходим на правый склон долины.

GPS: 44°51'47.38"C, 34°20'18.77"B

В точке наблюдения продольный профиль выполаживается, высота порогов в ручье снижается, встречаются они реже, протяженность ширина и глубина плесов увеличиваются. Течение воды на больших участках становится ламинарным, его скорость снижается. Днище долины расширяется, склоны выполаживаются, фрагментарно хорошо выражены низкая и высокая поймы. Размер обломков аллювия уменьшается, его сортировка и окатанность становятся лучше.

Далее следует переход протяженностью 2 км с возвращением к автостоянке, а затем по правому склону долины ручья Краснопещерного до появления открытых (свободных от густой древесной растительности) участков берега в низовье ручья.

Точка 7. Нижнее течение ручья Краснопещерный в 2 км выше его слияния с рекой Ангара. Обычно на этой точке 30 мин уделяется на отдых и перекус.

GPS: 44°51'25.02"C, 34°19'31.83"B

Продолжаем наблюдения по изменению строения долины ручья, даем сравнительную характеристику геологической деятельности постоянного водотока в верхнем и нижнем течении. Отмечаем широкое развитие высокой поймы и надпойменных террас. Наблюдаем периодическую смену типа первой надпойменной террасы: на пологих участках продольного профиля она аккумулятивная, а в местах развития порогов – цокольная. Строим поперечный профиль долины реки, отбираем образцы аллювия. Обращаем

внимание на изменение состава коренных пород ложа реки. В русле и на левом берегу обнажаются зеленовато-серые мелкозернистые глауконитовые песчаники нижнего мела. На шельфе современных морей глауконит концентрируется на глубинах 100-200 метров.

Возвращаемся к теме взаимоотношения (тектонического или стратиграфического) известняков верхней юры и терригенной толщи нижнего мела.

Точка 8. Нижнее течение ручья Краснопещерного в 0,5-1 км выше его слияния с рекой Ангара.

GPS: 44°51'11.19"C, 34°18'46.70"B

Продолжая маршрут от точки 7 вниз по течению ручья, в просветах древесной растительности наблюдаем обрывистый левый берег, сложенный нижнемеловыми глинами. На нескольких участках берег сложен фронтальными частями мелкоглыбовых оползней (рис. 18-8), захватывающих пространство до 50-70 м вверх по склону и имеющих ширину до 50 м по фронту. На отдельных участках склоны имеют облик оползней-потоков. Иногда в глины «закатаны» фрагменты аллювия надпойменных террас или блоки глин оказываются включенными в аллювиальную массу. Характер склонов ежегодно меняется, поэтому для описания глинистой толщи выбираем подходящий участок коренного берега и регистрируем точку наблюдения. Глины темно-серые, во влажном виде почти черные, алевритистые с единичными прослоями бурых известковистых песчаников толщиной до 5-10 см. В одном из прежних маршрутов в глинах была обнаружена раковина аммонита, что свидетельствует об их морском происхождении.



Рис. 18-8. Оползневой склон в правом борту долины руч. Краснопещерного в 0,5-1 км выше устья.

Точка 9. Бровка 3-ей надпойменной террасы на правом борту р. Ангара в 300 м выше ее слияния с ручьем Краснопещерным. Из точки наблюдения открывается широкая панорама на левый склон долины р. Ангара. Это – лучший на практике объект для обозрения и зарисовки продольного профиля надпойменных террас. Однако бровка зарастает древесной растительностью и остается мало широких просветов для наблюдений.

GPS: 44°51'5.49"C, 34°18'37.58"B

3-я терраса имеет высоту около 25-30 метров, она широко развита в обоих бортах долины реки Ангары. Терраса цокольная, цоколь сложен нижнемеловыми глинами. Аллювий разногалечный, галька обычно карбонатная, реже песчаниковая, иногда кварцевая, окатанность средняя и хорошая. Толщина аллювия составляет несколько метров. На противоположном склоне долины хорошо просматриваются 1-ая, 3-я, 4-ая и 5-ая террасы. 2-ая терраса развита фрагментарно. 3-я и 4-ая террасы наиболее широко прослеживаются в продольном профиле, они отчетливо показывают значительное снижение своей высоты вниз по течению р. Ангары и Большого Салгира. Это хорошо согласуется с неотектоническим поднятием сводового сооружения Горного Крыма.

Особенности маршрута: маршрут дает возможность на компактном примере сравнить горный и почти равнинный характер постоянного водотока; оценить взаимодействие различных экзогенных геологических процессов, таких как выветривание, карст, деятельность подземных и поверхностных текучих вод, обвальных, селевых и оползневых процессов.

ГЛАВА 19

Нижнее плато Чатырдаг

Промыслова Мария Юрьевна, Косевич Наталья Игоревна



Цель маршрута. Изучение карста в известняках верхней юры.

Местоположение объекта. Нижнее плато Чатырдаг, Главная (Первая) гряда Крымских гор.

Как добраться: чтобы добраться к началу маршрута, следует свернуть с трассы Е-105 в районе поселка Заречное в сторону поселка Мраморное. В поселке Мраморное группы пересекаются на небольшие автобусы, которые подвозят к автостоянке у пещеры Мраморной. Маршрут проходит по нижнему плато Чатырдаг. Он начинается с посещения оборудованной пещеры Мраморной и заканчивается спуском в необорудованную пещеру Холодную (рис. 19-1). После чего маршрутная группа возвращается на автостоянку.

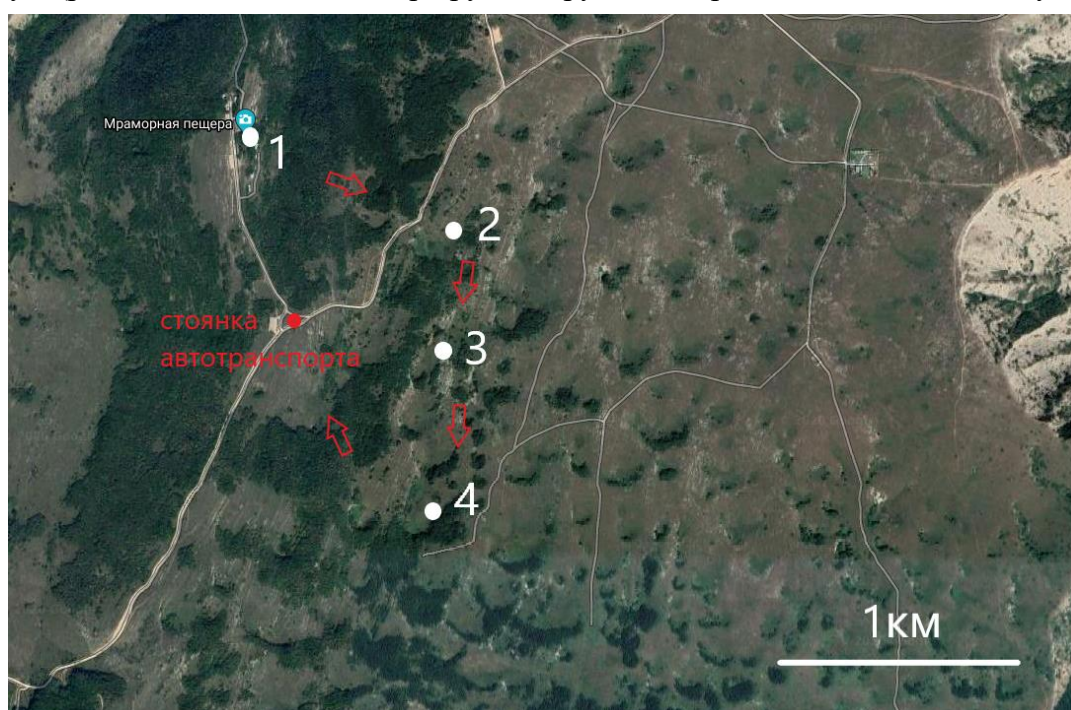


Рис. 19-1. Схема маршрута по Нижнему плато Чатырдаг. Google Earth.

Общая характеристика. При ожидании очереди посещения пещеры целесообразно познакомить студентов с особенностями строения плато Чатырдаг и протекания карстовых процессов.

Плато Чатырдаг расположено в пределах Главной (Первой) гряды Крымских гор и протягивается в меридиональном направлении на 10 км. В его пределах отчетливо проявлены два геоморфологических (гипсометрических) уровня: Верхнее плато (рис. 19-2) с двумя крайними высшими точками – г.Эклизи-Бурун на юго-западе (1527 м) и г.Ангар-Бурун (1459 м) на северо-востоке, и Нижнее плато, представляющее собой относительно плоскую поверхность, расположенную на высотах 950-1050 м и изрезанную балками и карстовыми воронками.



Рис. 19-2. На дальнем плане: Верхнее плато Чатырдаг с двумя крайними высшими точками – г. Эклизи-Бурун (справа) и г. Ангар-Бурун (слева).

В основании разреза Чатырдагского массива залегают породы таврической серии, которые несогласно перекрыты конгломератами, содержащими гальку кварца и пород таврической серии, и известняками верхней юры. Карстовому процессу на Нижнем плато Чатырдаг подвержены толщи известняков титонского яруса верхней юры. Позднеюрская эпоха карбонатного осадконакопления охватывала период с начала оксфорда и по ранний берриас раннего мела и длилась более 20 млн. лет. За этот период в условиях жаркого тропического климата были сформированы толщи коралловых, водорослевых и хемогенных известняков, слагающих Главную гряду Крымских гор.

Возможно, что карстовые процессы в карбонатных породах Чатырдага начались в мел-палеогеновое время – 130-30 млн. лет назад. Сейчас этому способствуют мощные толщи карстующихся пород – известняков, нарушенных системами трещин, а также обилие атмосферных осадков, приуроченных именно к наиболее возвышенной части полуострова. Важное значение имеет также наличие избыточного содержания CO_2 в атмосферном воздухе. Дождевые и талые воды, взаимодействуя с углекислым газом, содержащимся в воздухе и почве (где также содержатся гумусовые кислоты), приобретают свойства слабой кислоты. Проникая в породу, они частично растворяют ее. При этом происходит химическая реакция с образованием легкорастворимого в воде бикарбоната кальция: $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Химический анализ родниковой воды многочисленных источников Чатырдага показывает, что она содержит уже не 40-50 мг минеральных солей в одном литре, как атмосферные осадки, а значительно больше – 300-400 мг. Главными путями движения подземных вод являются зоны трещиноватости в известняках массива Чатырдаг, которые играют важную роль в переводе поверхностного стока в подземный; к ним же приурочены выходы источников подземных вод.

Обогащенная бикарбонатом кальция вода, проникающая в полости массива, не только питает подземные водоносные горизонты, но и, благодаря смене физико-химических

условий, начинает откладывать растворенный раньше карбонатный материал. При этом образуются разнообразные натечные формы.

Поверхность Нижнего плато Чатырдаг, где проходит маршрут, представляет собой классический пример развития карста открытого средиземноморского типа с выходом карстующихся отложений на поверхность. Здесь можно наблюдать почти все многообразие карстовых форм, как поверхностных, так и подземных. Карстовые пустоты массива ежегодно увеличиваются на 7260 м³. Этот вывод сделан на основании измерения объема извести в водах Аянского источника в Симферопольском районе (Головкинский, 1893). В целом, средняя часть плато дренирует всю поверхность массива через систему поноров и колодцев, соединяющих поверхность и подземные полости вплоть до сплошных водоносных горизонтов вблизи контакта с породами таврической серии.

Точка А. Основание горного массива Чатырдаг, старый Мраморный карьер.

GPS: 44°49'2.935"C, 34°15'51.952"B

Мраморный карьер расположен в 20 км к юго-юго-востоку от г. Симферополь и в 0,5 км к юго-востоку от села Мраморное, в низовьях ущелья Тас-Кора (северный склон нижнего плато Чатырдаг). Карьер Мраморный представляет собой искусственную открытую выемку горных пород. С 1969 года в карьере ведется разработка мраморовидных известняков верхней юры. Выемка пород производится системой уступов, высота которых колеблется от 2 до 6 м.

В точке наблюдения в Старом Мраморном карьере вскрываются сильно брекчированные мраморизованные известняки, образовавшиеся в теплом морском бассейне с большим количеством бентосных организмов (кораллы, моллюски и т.п.). Видимая часть разреза представлена различающимися по цвету разновидностями известняков: от теракотово-бурых в нижней части до практических белых, которые их перекрывают.

В основании восточной стенки одного из уступов старого Мраморного карьера можно наблюдать разноразмерные глыбы красноцветных тектонических брекчий, которые состоят из обломков различных известняков и мелко-микрозернистого матрикса. Тектоническая брекчия довольно сильно перекристаллизована. Вверх по разрезу известняки становятся более плотными. Залегание этих пород в основании карбонатного массива Чатырдаг, а также её структура и текстура позволяет говорить о том, что образование пород связано с динамометаморфизмом, проявившемся в результате надвига данной толщи на более молодые отложения из Лозовской зоны дислокаций, приуроченной к Симферопольскому разлому (Никитин и др., 2006; Хаин, 2001; Славин, 1975 и др.). Есть также мнение о том, что массив г. Чатырдаг входил в состав Горнокрымской олистостромы, перемещенной с юга (Юдин, 2012). Выше по разрезу залегают известняки разных литологических типов (снизу вверх): а) грубо- и крупнослоистые массивные известняки коричнево-желтого цвета пелитоморфной структуры, плотной массивной текстуры (видимой мощностью около 2-2,5 м); б) биогенные известняки мелко-среднеслоистые с обилием остатков макрофауны, биоморфной структурой и плотной текстурой (видимой мощностью около 1-1,5 м) и г) органогенно-обломочные известняки неравномерно средне-грубослоистые с редкими включениями органических остатков (видимой мощностью около 2-3 м). Остатки бентосной макрофауны представлены кораллами, мшанками, криноидеями, брахиоподами, гастроподами и т.д. В верхней части карьера обнажаются белые фарфоровидные известняки с остатками микрофауны (фораминифер, остракод, губок,

радиолярий и проч.), реже макрофауны (в основном губок, двустворчатых и брюхоногих моллюсков и единично аммонитов). Красные мраморизованные известняки могут представлять собой продукты гидротермального изменения светлых известняков, измененных в результате тектонических нарушений (Галкин и др., 1992).

Стенки старого Мраморного карьера, сложенные известняками, разбиты системами трещин и разрывов. Трещины и разрывы заполнены (залечены) тектонической брекчией, иногда вижны лимонитизированные друзы и щеточки пирита, образование которых связано с перемещением гидротермальных растворов. Возникновение трещиноватости пород также можно связать с тектоническим перемещением толщ известняков.

Мраморовидные известняки широко применяются в строительстве для облицовочных, мозаичных работ, в качестве щебня для бетона, бута для гидротехнических сооружений, материала для дорожных работ, в качестве сырья для производства извести, флюсов для металлургической и электропромышленности, для производства комбикормов, абразивов, кровельных материалов и в производстве сухих строительных смесей. В настоящее время в основании г. Таз-Тау разрабатывается новый Мраморный карьер.

Со склонов г. Чатырдаг, где разрабатывается карьер, хорошо видна широкая долина р. Салгир. В пределах этой долины на некоторых участках вскрыты нижнемеловые глины, которые залегают гипсометрически ниже верхнеюрских известняков. Выходы нижнемеловых глин можно наблюдать в долине руч. Краснопещерный, являющегося притоком р. Салгир, или в обрывистых склонах третьей террасы р. Ангара (см. маршрут по руч. Краснопещерному). Относительно взаимоотношения верхнеюрских известняков и нижнемеловых отложений существует несколько версий. Одна из них была озвучена ранее, а именно, что аллохтонно залегающая пластина известняков верхнеюрского возраста была перемещена по тектоническому контакту и в настоящее время перекрывает как нижнемеловые глины, которые могут быть обнажены в верховьях оврага Тас-Кара, где наблюдается повышенная обводненность и выходы родников (Галкин и др., 1992), так и породы таврической серии (Хаин, 2001). Нижнемеловые породы были вскрыты под верхнеюрскими известняками несколькими скважинами, пробуренными в районе г. Тас-Тай, оврага Тас-Кара и в других местах (Юдин, 2012). Согласно другим версиям, в основании г. Чатырдаг наблюдается нормальное залегание пород нижнего мела и верхней юры, а в долине р. Салгир образование пород нижнего мела связывается с ингрессионными котловинами, берега которых были сложены породами верхней юры (Муратов, 1962).

Таким образом, во-видимому, в зоне южного замыкания Салгирской котловины и на склонах г. Чатырдаг можно наблюдать участки нормального стратиграфического залегания пород, когда нижнемеловые отложения перекрывают серые известняки титонского яруса верхней юры, и тектонический контакт, когда красно-бурые известняки, вскрывающиеся в карьере в нижней части г. Чатырдаг, перекрывают нижнемеловые глины и серые известняки верхней юры (Галкин и др., 1992).

Точка 1. Пещера Мраморная.

GPS: 44°78'26.39"C, 34°29'93.45"B

Маршрут по нижнему плато карстового массива Четырдаг начинается с посещения одной из самых оборудованных и красивых пещер – пещеры Мраморной. На Чатырдаге известно 8 крупных и 14 значительных карстовых полостей. Мраморная пещера занимает первое место по протяженности (2055 м), площади (22 тыс. м²) и объему (130 тыс. м³),

составляя по двум последним параметрам 60% суммарной площади и 40% общего объема всех карстовых полостей массива (Вахрушев, 1999). Пещера Мраморная расположена в северо-западной части плато Чатырдаг. Пещера была обнаружена в 1987 году по наличию небольшого провального хода и заложена в верхнеюрских (титонских) массивных и толстослоистых известняках, имеющих общее падение на запад. Для пещеры Мраморная характерна субгоризонтальная система ходов, секущая вмещающие породы и слабо понижающаяся в северном направлении. Эта система имеет коррозионно-эрозионное происхождение, т.е. сформирована потоками вод, устремленными вниз по системам трещин, и развивалась в голоцене. Натечные образования (рис. 19-3) находятся в стадии деградации, поскольку несут отчетливые признаки коррозионных процессов.



Рис. 19-3. Натечные образования в Мраморной пещере.

Мраморная пещера состоит из трех крупных морфологических элементов: почти прямолинейной Главной галереи (протяженность 725 м), ориентированной по простиранию пластов известняков; извилистой Нижней галереи (960 м), образующей ряд меандров с простиранием 90 – 260°, и Тигрового хода (390 м), являющегося боковым притоком этих галерей и меняющим ориентировку от 15 до 200°. Залы в пещере образовались при расчленении галерей натеками и глыбовыми навалами. Наибольший объем имеет Главная галерея. Начинаясь в основании входного колодца (сюда же открываются искусственные входы), она образует 6 крупных залов: Сказок, Перестройки, Гуровый, Плотинный, Дворцовый и Глиняный, перепад между крайними точками которых составляет 60 м. Наиболее обширным является обвальный зал Перестройки, в пределах которого произошло обрушение свода пещеры (рис. 19-4). За ним расположен Гуровый зал с многочисленными ванночками-гурами (рис. 19-5). Далее – Глиняный зал с плоским горизонтальным полом, образованным уплотненной глиной, представляющей собой дно подземного озера. Свод Глиняного зала по мере движения вперед постепенно понижается и смыкается с полом,



Рис. 19-4. Обвальный зал Перестройки, в пределах которого произошло обрушение свода Мраморной пещеры.



Рис. 19-5. Гуровый зал в Мраморной пещере с многочисленными ванночками-гурами.

образуя глиняную пробку (рис. 19-6). Красно-бурая глина, скорее всего, была внесена поверхностными водами через поноры, шахты и колодцы на разные уровни карстующегося массива. Нижняя галерея начинается из обвальной ниши в западной стене зала Перестройки. Она почти целиком покрыта натеками, которые разделяют её на 8 залов.



Рис. 19-6. Отложения красно-бурой глины, скорее всего, внесенные поверхностными водами через поноры, шахты и колодцы на разные уровни закарстованного массива.

Мраморная пещера сейчас лишена водотоков. Периодические водоемы (в основном в гуровых ванночках) возникают только после снеготаяния и сильных ливней.

Точка 2. Нижнее плато Чатырдаг, в 1 км к юго-востоку от Мраморной пещеры.

GPS: 44°79'10.39"C, 34°28'73.28"B

Маршрут продолжается через плато вдоль древней ложбины стока в южном направлении.

Слабо наклоненная на север выровненная поверхность Нижнего плато Чатырдаг расчленена древними эрозионными врезами глубиной 20 – 40 м, распавшимися на карстовые котловины. Борта и склоны котловин покрыты воронками, которых на Чатырдаге закартировано 740 (Вахрушев, 1999). На аэрофотоснимках хорошо видно, что здесь поверхность Нижнего плато представляет собой густую сеть карстовых воронок разных форм и размеров. Карстовые воронки – карстовые формы рельефа, представляющие собой понижения диаметром от первых десятков до 200 м и глубиной в несколько метров, обусловленные выщелачиванием известняков и выносом продуктов разрушения через подземные каналы (поноры) в растворенном виде. Они расположены в массивных фациях известняков и хорошо маркируются древесной растительностью. Склоны воронок и водоразделы покрыты бороздчатыми и дырчатыми каррами (рис. 19-7), которые развиваются по трещиноватой поверхности известняков. Карры – формы поверхностного растворения – различаются по степени проработки известняков. На начальных стадиях процесса выщелачивания поверхности карры слабо выражены (рис. 19-8), а на более зрелых возникают карровые поля с бороздчатыми каррами, приуроченными к линиям трещин, и с дырчатыми каррами, образованными на пересечении этих трещин. В результате длительно идущего поверхностного растворения формируются глыбово-щебнистые накопления

a)



б)



Рис. 19-7. Бороздчатые (а) и дырчатые (б) карры в известняках Нижнего плато Чатырдаг.



Рис. 19-8. Начальная стадия формирования карров в известняках нижнего плато Чатырдаг.

(рис. 19-9) глубокого выщелачивания пород, а также карровые поля - обнаженная поверхность карстующихся пород, изборозженная каррами (рис. 19-10).



Рис. 19-9. Глыбово-щебнистые накопления, образующиеся в результате длительно идущего поверхностного растворения и выщелачивания.



Рис. 19-10. Карровые поля - обнаженная поверхность карстующихся пород, изборозженная каррами. Нижнее плато Чатырдаг.

Процессы поверхностного карста развиты в серых пелитоморфных известняках, с мелкокристаллической структурой и грубослоистой или массивной текстурой (рис. 19-11). Элементы залегания, замеренные в грубослоистых известняках, указывают на общее северо-западное падение толщ под углами 12-15°. Все воронки Чатырдага асимметричны, т.к.

заложены по падению пород (рис. 19-12). Вода стекает по кровле слоев и скапливается у крутого борта, откуда отводится вглубь массива по трещинам, которые со временем превращаются в поноры. Отсюда закономерность их положения в наиболее глубокой части воронок у крутого борта.



Рис. 19-11. Грубая слоистость в верхнеюрских серых пелитоморфных известняках нижнего плато Чатырдаг. Элементы залегания указывают на общее северо-западное падение толщ под углами 12-15°.

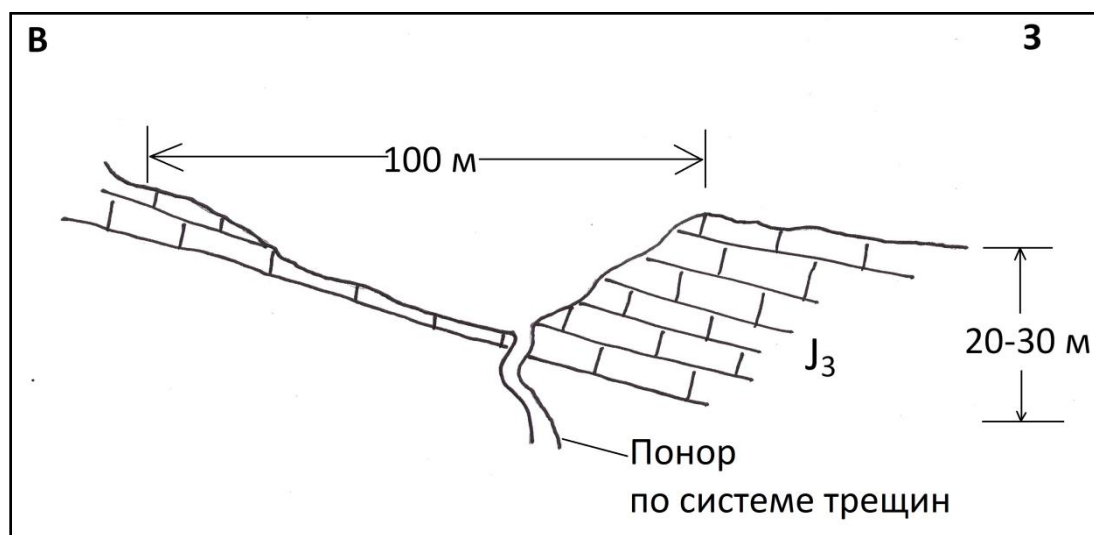


Рис. 19-12. Асимметричная карстовая воронка нижнего плато Чатырдаг.

Точка 3. Охотничий грот.

GPS: 44°78'58.48"C, 34°28'40.44"B

Охотничий грот расположен в средней части склона крупной карстовой воронки, борта которой сложены грубо-слоистыми известняками (рис. 19-13). В своде грота хорошо видно, что его заложение совпадает с напластованием известняков. Днище грота выполнено глыбово-щебнистыми накоплениями, сформированными при обрушении свода.



Рис. 19-13. Охотничий грот, расположенный в средней части склона крупной карстовой воронки, борта которой сложены грубослоистыми известняками.

Здесь же, в ложбине, прекрасно видны резко контрастирующие на светло-сером фоне закарстованных известняков рыхлые отложения мелкого гравия из хорошо окатанного кварца в рыжевато-буром песчано-глинистом матриксе (рис. 19-14). Преобладает гравий размером 3-10 мм. Эти отложения расположены в виде полосы шириной около 1-2 метров и мощностью обычно до 1 м (иногда до 10–12 м). О природе этих отложений существует несколько точек зрения. Одни исследователи считали их нерастворимым остатком местных известняков (Василевский, 1932). Другие объясняют появление этих отложений сарматской (N₁) трансгрессией (Муратов, 1951) или считали их донной мореной четвертичного оледенения (Ковалевский, 1956). Существуют представления о том, что формирование отложений было связано с деятельностью временных водотоков в континентальных условиях и является одновозрастным с почти повсеместным в Крыму образованием красно-бурых таврских глин плиоцена (Лысенко, Гришанков, 1972). Сейчас на плато преобладают процессы денудации, продукты которых удаляются с плато через активно действующие поноры или по эрозионным ложбинам стока. Интенсивно разрушается и выносится за пределы плато и гравийно-глинистая толща, в связи с чем, она сохранилась лишь в отдельных воронках и понижениях.

Точка 4. Пещера Суук-Коба, или Суук-Су-Коба (Холодная).

GPS: 44°78'39.29"C, 34°28'65.33"B

При движении к югу от Охотничьего грота вдоль древней эрозионной ложбины стока в южной части крупной карстовой котловины расположен вход в пещеру Суук-Коба (Холодная). Входом в пещеру является небольшая провальная воронка, из которой длинный наклонный коридор с обвальными глыбами приводит к цепочке высоких (до 25 м) куполообразных залов. Карстовые полости заложены по системе тектонических трещин и



Рис. 19-14. Рыхлые отложения мелкого гравия в ржаво-буром песчано-глинистом матриксе, на серых титонских известняках (фото В.М. Назаровой).

опускаются полого вниз до небольшого зала с колонной посередине на глубине около 40 м от поверхности. Протяженность пещеры 210 м, она спускается на 43 м в северном направлении (рис. 19-15). Пещера очень холодная с влажной глинистой поверхностью и сильно разрушенными натечными формами.



Рис. 19-15. Вход в пещеру Холодная (Суук-Коба).

Выводы:

1. Плато Чатырдаг расположено в пределах Главной (Первой) гряды Крымских гор. В основании разреза Чатырдагского массива залегают породы таврической серии, которые несогласно перекрыты конгломератами с галькой кварца и пород таврической серии и известняками верхней юры. Карстовому процессу на нижнем плато Чатырдаг подвержены толщи известняков титонского яруса верхней юры. Позднеюрская эпоха карбонатного осадконакопления охватывала период с начала оксфорда и по ранний берриас раннего мела, когда в условиях жаркого тропического климата были сформированы толщи коралловых, водорослевых и хемогенных известняков, слагающих Главную (Первую) гряду Крымских гор.

2. В карбонатных породах плато Чатырдаг широко развиты карстовые процессы. Сейчас этому способствуют: мощные толщи растворимых пород – известняков, нарушенных системами трещин, а также обилие атмосферных осадков, приуроченных именно к наиболее возвышенной части полуострова. Возможно, что карстрообразование началось в мел-палеогеновое время, 130-30 млн. лет назад.



Цели маршрута: изучение работы рек, гравитационные процессы, изучение геологического строения Первой гряды Крымских гор.

Как добраться: по трассе Симферополь-Севастополь доехать до пос. Железнодорожного, повернуть на трассу Симферополь-Ялта и доехать до пос. Соколиное.

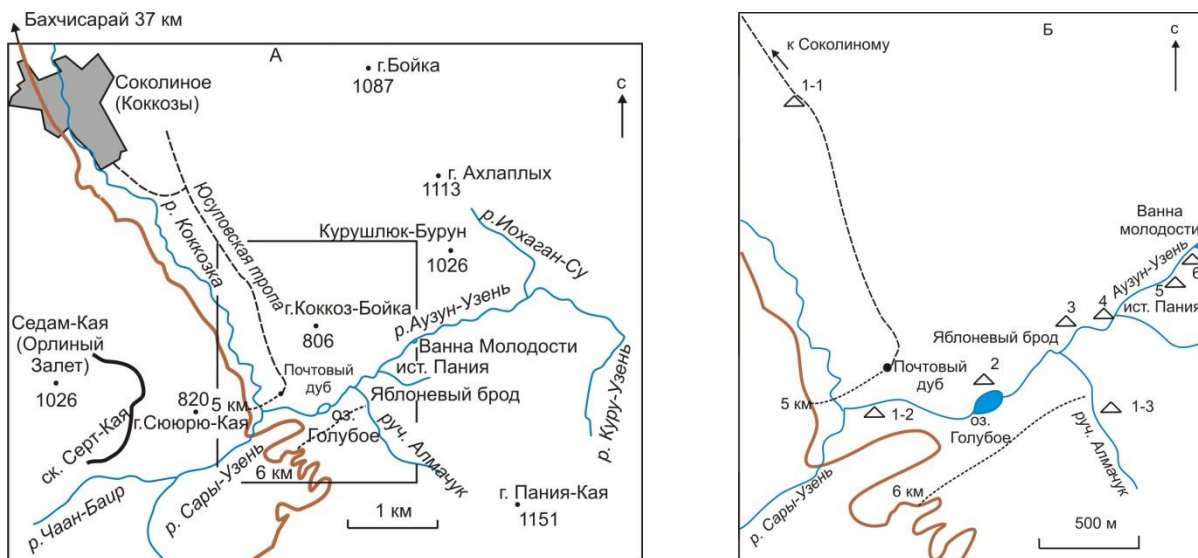


Рис. 20-1. Схема маршрута: (а) – положение маршрута на карте (по листу топографической карты масштаба 1: 500000); (б) – положение точек маршрута в Большом Крымском каньоне.

Большой каньон расположен в пределах Первой гряды Крымских гор, на северо-восточных склонах Ай-Петринской яйлы. Сочетание тектонических (эндогенных) и внешних (экзогенных) факторов, а также состав слагающих яйлу пород определили образование здесь каньонобразной речной долины. Линейная система трещиноватости и краевой взброс, имеющие ВСВ простирание, отделяют массив Ай-Петри от г. Бойка.

Начавшееся интенсивное воздымание Горного Крыма, которое пришлось на позднеплиоценовое время, привело к активности поверхностных текучих вод и глубокому врезанию речных долин (Бабак, 1959). Именно в это время происходит заложение речной долины р. Аузун-Узень по зоне трещиноватости параллельно крупному разлому, имеющей практически субширотное или ВСВ простирание. В эоплейстоцене это обширная долина с пологими склонами и широким меандрирующим руслом. Однако в неоплейстоцене, в связи с возрастанием скорости неотектонических движений и увеличивающейся донной эрозией, река начинает врезаться в известняки верхней юры. Река Аузун-Узень (Ротовая или Устьевая), которая берет свое начало на склонах Ай-Петри, получает питание, как за счет атмосферных осадков, так и за счет карстовых источников.

Врезанию реки способствовало также низкое гипсометрическое положение базиса эрозии – реки Коккозки, что вызвало значительный перепад высот и большую «живую силу» (потенциальную энергию) водного потока. Излучины меандр трансформировались в ряд врезанных меандр. В настоящее время на общем фоне развития эндогенных процессов и продолжающегося воздымания горного сооружения, в долине реки значительная роль в разрушении горных пород по-прежнему принадлежит поверхностным и подземным водам.

Интенсивно проявленные эрозионные процессы, в конечном итоге, сформировали глубоко врезанную практически прямолинейную речную долину, на склонах которой имеются площадки, образованные в периоды затухания тектонических движений.

Начало маршрута может быть разным, от этого будет зависеть и первая точка наблюдения. Первый вариант маршрута начинается в селе Соколиное и проходит по Юсуповской тропе пешком (протяженность 4 км) (т.н.1-1); тропа выходит к «почтовому дубу» (рис. 20-1). Второй вариант начала маршрута – по трассе Соколиное-Ялта (большие автобусы по состоянию на 2018 г. не пускают) доехать до отметки «5 км», затем немного пройти по долине р.Аузун-Узень и подняться к «почтовому дубу» (т.н.1-2). Третий вариант маршрута подразумевает проезд по трассе до отметки «6 км». Далее по тропе вдоль долины р.Аузун-Узень до руч. Алмачук и через Яблоневый брод выйти на нижнюю тропу долины р.Аузун-Узень (т.н.1-3) (рис. 20-1).

Точка 1-1. Юсуповская тропа, 150 метров от с. Соколиное.

GPS: 44°32'39.74"C, 33°57'58.54"B

Маршрут начинается от с. Соколиное (*Кок-коз – голубой глаз*). В этом селе расположен хорошо сохранившийся дворцовый комплекс князей Юсуповых, в который входит охотничий домик, мечеть и постоялый двор, спроектированные арх. Н.П.Красновым в восточном стиле и построенные в 1911 г. (рис. 20-2).

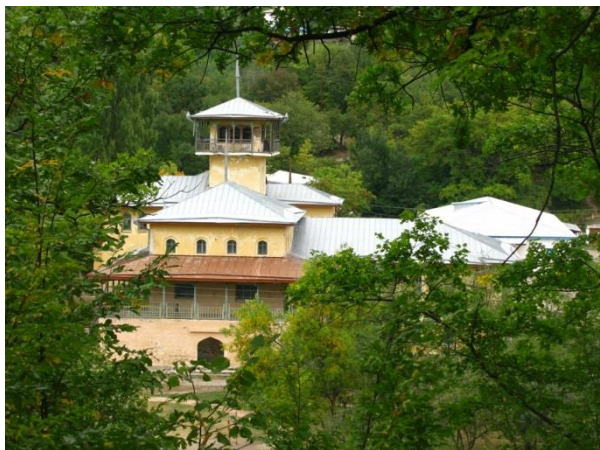


Рис. 20-2. Охотничий домик князя Ф.Ф. Юсупова и мечеть в с. Соколиное.

От с. Соколиное начинается тропа, которую пробили по склону горы вдоль реки Коккозка по распоряжению князя Ф.Ф. Юсупова, поэтому она и носит название Юсуповской. Пройдя 150-200 м по этой тропе в колее дороги можно увидеть незначительные выходы вулканомиктовых мелкозернистых песчаников табачного цвета средней юры (J_2) с отпечатками растений по напластованию. Дальше по маршруту в обнажениях вскрываются известняки верхней юры (J_3), которые играют значительную роль в строении Первой гряды Крымских гор и залегают резко несогласно на породах средней юры или непосредственно на флишевой толще пород таврической серии (T_3-J_1).

По маршруту можно увидеть на склонах крупные глыбы коллювия (drQ_H), сложенные известняками. Склон пересекают русла временных водотоков, в днище которых можно наблюдать пролювий (pQ_H), представленный плохо окатанными валунами и галькой, размером до 1-2 м.

С Юсуповской тропы справа на левом берегу р. Коккозка видна коническая вершина массива Седам-Кая (скала Орлиный залет) высотой 1026 м. Свое название она получила за свою форму, напоминающую распростертыя крылья птицы (рис. 20-3). От этого массива отделился по трещинам и сполз в Коккозскую долину огромный оползень блокового типа (dlQн). Этот утес, имеющий вид наклонной треугольной пирамиды получил название Сююрю-Кая (скала Орлиный взлет).

Пройдя по тропе еще около 4 км, мы попадаем на небольшую полянку, на которой рос огромный дуб, служивший почтовым ящиком для многочисленных туристов, поэтому и получил название «почтовый дуб». В 1981 году дуб сгорел, и сейчас можно увидеть только его обгоревший ствол.



Рис. 20-3. Оползень блокового типа Сююрю-Кая на склоне г. Седам-Кая. Вид с Юсуповской тропы, недалеко отс. Соколиное (фото С. Летуновской).

Точка 1-2. Трасса Соколиное – Ай-Петри до 5 км. Левый борт р. Аузун-Узень, практически в районе впадения ее в Сары-Узень.

GPS: 44°31'6.76"C, 33°59'8.55"B

От с. Соколиное начинается извилистая, разбитая трещинами, а местами и вовсе сползшая в результате схода оползней дорога на Ай-Петри. На 5 км этой дороги начинается тропа в Большой каньон. Пройти по тропе примерно 100 м, перейти на левый берег (чуть выше слияния рек Аузун-Узень и Сары-Узень). На левом берегу р. Аузун-Узень, в крутом обрывистом берегу высотой более 10 м, вскрыты среднеюрские (J₂) флишоиды, залегающие в основании Первой гряды Крымских гор. Они очень похожи на породы таврической серии раннеюрского-позднетриасового возраста. В этом обнажении (рис. 20-4) флишоиды падают практически моноклинально на юго-запад и характеризуются ритмичным чередованием вулканомиктовых песчаников и аргиллитов табачного цвета. По напластованию иногда встречаются растительные остатки или обуглившийся органический материал. Песчаники распадаются на отдельные тонкие плитки, они менее крепкие, чем песчаники пород

таврической серии. Мощность толщи среднеюрских флишоидов в Крыму может достигать 1500-2000 м (Муратов, 1960). После осмотра обнажения следует вернуться на тропу и подняться по правому борту долины на высоту около 100 м. Подъем заканчивается у «Почтового дуба».



Рис. 20-4. Обнажение среднеюрских пород на левом берегу р.Аузун-Узень.

Точка 1-3. По трассе с. Соколиное-Ай-Петри до 6 км. Долина руч. Алмачук.

GPS: 44°31'4.36"С, 33°59'34.64"В

Проехав по трассе до 6 км надо пройти по тропе по левому борту каньона. Через 100-150 м слева от тропы имеется смотровая площадка, с которой можно наблюдать каньон. После обзора надо пройти по тропе до руч. Алмачук (Яблоневое урочище), впадающего в р. Аузун-Узень. Поднявшись немного вверх по течению ручья (примерно 100 м) можно увидеть практически отвесную стену, сложенную известняками (J₃), а в ее нижней части, из-под камней по трещинам наблюдаются выходы межпластовых родниковых вод. Это и есть исток ручья Алмачук. В русле ручья можно увидеть травертиновые площадки (рис. 20-5). Травертин представляет собой известковый туф, который образуется при выходе вод, содержащих растворенный бикарбонат кальция. При нагреве подземных вод при выходе их на поверхность происходит осаждение карбоната кальция по реакции: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Тонкие пленки травертина имеются и в русле ручья на валунах и гальке. Пройдя вдоль ручья и перейдя р. Аузун-Узень в районе Яблоневого брода (по мостику) мы попадаем на нижнюю тропу, которая идет вдоль русла. Выше по течению располагается Яблоневый брод.

Дальше все три маршрута идут по нижней тропе вдоль русла реки Аузун-Узень вверх по течению до Ванны молодости.



Рис. 20-5. Травертиновые площадки в русле ручья Алмачук (фото Е.Семеновой).

Точка 2. Долина р. Аузун-Узень, правый борт, нижняя тропа, в нескольких метрах выше по течению от Яблоневого брода.

GPS: 44.51991°С, 34.00193°В

В каньоне можно наблюдать многочисленные обвалы, которые происходят на склонах из-за обрушения массива горных пород в результате его дробления. Обломки скатываются вниз по склону под действием силы тяжести, поэтому обвалы относят к гравитационным процессам. Известняки позднеюрского возраста (J_3), слагающие стенки каньона, плотные, но разбиты многочисленными трещинами. В результате выветривания, как физического, так и химического, они дробятся на блоки и скатываются вниз. В точке наблюдения можно наблюдать коллювиальные накопления глыб известняков ($drQn$), размером до 2-3 м, которые перекрыли тропу. Некоторые из них попали в русло и обтачиваются водой. Они не всегда могут перемещаться по дну – все зависит от «живой силы» реки (рис. 20-6).



Рис. 20-6. Глыбы известняков ($dгQ_n$) в русле реки Аузун-Узень (фото Е.Семеновй).

Точка 4. Долина р. Аузун-Узень, место впадения в нее карстового источника Пания.

GPS: 44.52237°С, 34.00306°В

Восходящий карстовый источник Пания, который питает речку Аузун-Узень, выходит на склоне на высоте около 70 м над уровнем реки из разрушенного карстового колодца глубиной 17 м, спускающегося в пещеру Пания. В паводки эта пещера полностью затапливается, включая и часть вертикального колодца. Глыбовый навал известняков преобразован в известковый туф – травертины. Дебит источника составляет 370 литров в секунду или 1300 м³/ч. Это один из самых крупных карстовых источников Крыма (Лебединский, 1982). У впадения родниковой воды в речку располагаются водомерные рамки для определения расхода источника. Всего в Крыму насчитывается 2605 источников и только 19 из них имеют дебит больше 100 литров в секунду. Самым многоводным является источник Карасу-Баши в Белогорском районе, который имеет дебит от 200 до 1500 л/с (Подгорецкий, 1988).

В районе источника Пания крупный разлом ВСВ простирания, по которому заложилась долина реки, пересекается разломами СЗ простирания. Наличие трещиноватых раздробленных пород способствовало более интенсивной боковой эрозии, образованию в этом месте довольно широкой долины р. Аузун-Узень и формированию террас. Продольный профиль реки не выработан.

Долина имеет асимметричное строение. Правый борт долины сложен известняками позднеюрского возраста (J_3), а на левом борту наблюдаются террасы и пойма (рис. 20-7). Ширина русла около 3 м. Русловой аллювий (aQ_n) представлен плохо окатанной галькой разных размеров и крупными валунами, размер которых достигает 60 см и более. В русле можно наблюдать неокатанные глыбы известняков, которые обрушились со склонов и располагаются вблизи берега. Крупные глыбы, падая с крутых склонов в русло, не переносятся рекой, а только обкатываются водным потоком. Чаще всего это известняки, но

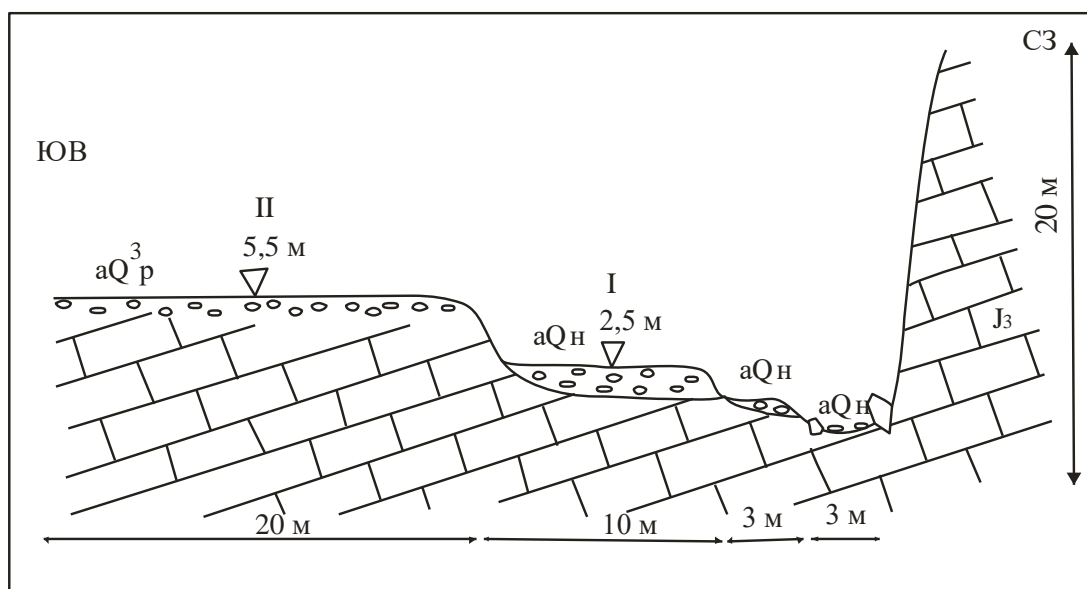


Рис. 20-7. Асимметричная долина р. Аузун-Узень в районе карстового источника Пания; поперечный профиль.

иногда встречаются и верхнеюрские конгломераты. Пойма, имеющая голоценовый возраст (aQ_n), сложена плохо окатанной галькой размером до 5 см и небольшими валунами известняков. Первая аккумулятивная терраса, высотой около 2–2,5 м и шириной до 10 м, сложена суглинками с многочисленными включениями плохо окатанной гальки известняков размером 2–7 см голоценового возраста (aQ_n). Бровка выражена четко, поверхность террасы довольно ровная.

Вторая эрозионно-аккумулятивная терраса, высотой 5–8 м и шириной 15 м, имеет позднеплейстоценовый возраст (aQ^3_p), аллювия очень мало. В ее цоколе вскрываются очень плотные, массивные окремненные мелкокристаллические толсто плитчатые бежевого или светло-коричневого цвета известняки позднеюрского возраста (J_3), которые слагают и противоположный очень крутой, почти отвесный склон долины. Выше имеется площадка высотой 15–20 м, выработанная в известняках. Можно предположить, что это останец эрозионной террасы. На отвесных стенках карьера можно увидеть следы биологического выветривания. В трещинах растут деревья, развивающаяся корневая система которых способствует их расширению и разрушению известняков.

Точка 5. 600 м выше по течению р. Аузун-Узень от источника Пания. «Ванна молодости».

GPS: 44.5257°С, 34.00805°В

Выше по течению от источника Пания долина р. Аузун-Узень резко сужается, в русле наблюдаются выходы коренных пород, представленные все теми же известняками, аллювия очень мало. Продольный профиль реки неровный, невыработанный, что говорит о преобладании в настоящее время донной эрозии в долине реки и ее врезании. Встречаются многочисленные пороги с небольшими водопадами высотой до 2–3 м и округлые или овальные углубления, которые называются *эверзионными котлами*, образующимися в результате механического разрушения известняков падающей водой (рис. 20-8).

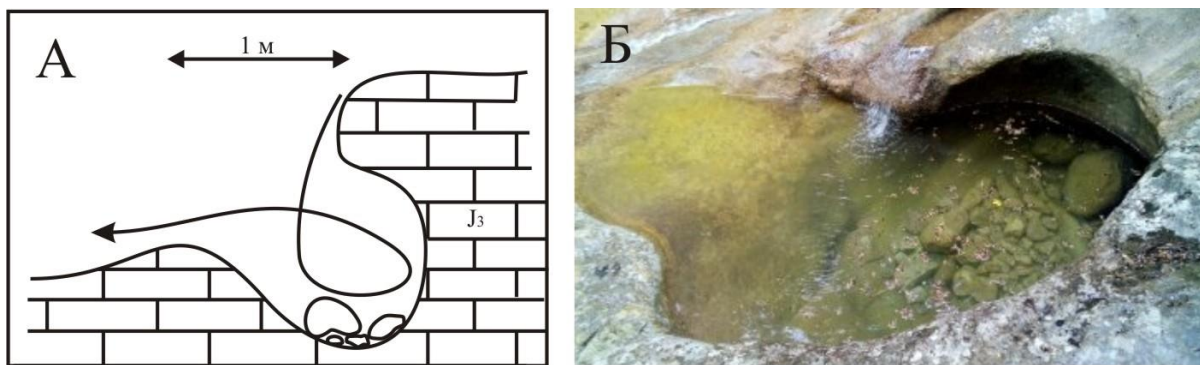


Рис. 20-8. Эверзионные котлы в долине р. Аузун-Узень, выше по течению от источника Пания. А – схема формирования эверзионного котла; Б – эверзионный котел в долине р. Аузун-Узень.

Формирование эверзионных котлов происходит в несколько стадий. На первой стадии поток приспосабливается к первичным неровностям русла. Затем, под действием падающей воды, начинает формироваться начальная форма эверзионного котла. Особенно интенсивно разрушение идет, если в углубление попадает валун или крупная галька. Беспрерывно вращающиеся водой камни трутся о каменистое дно и, как абразив, углубляют впадины, имеющие вертикальные стенки и округлое дно. Размеры этого небольшого углубления заметно увеличиваются, и эверзионный котел приобретает зрелую форму. В результате обрушения козырька и выполаживания происходит слияние нескольких котлов вместе. Всего в Большом каньоне насчитывается примерно 150 эверзионных котлов.

Самый большой эверзионный котел называют «Ванной молодости» (*Кара-голь – Чёрное озеро*). Температура воды здесь не превышает $+9^{\circ}\dots+11^{\circ}\text{C}$. Вода обрушивается с естественного козырька, образуя небольшой водопад (рис. 20-9). Его глубина и ширина составляют примерно 3 м. В этом месте, стенки каньона, сложенные прочными водорослевыми известняками, достигают высоты в 320 м при крутизне 60-70°, а иногда они практически отвесны.

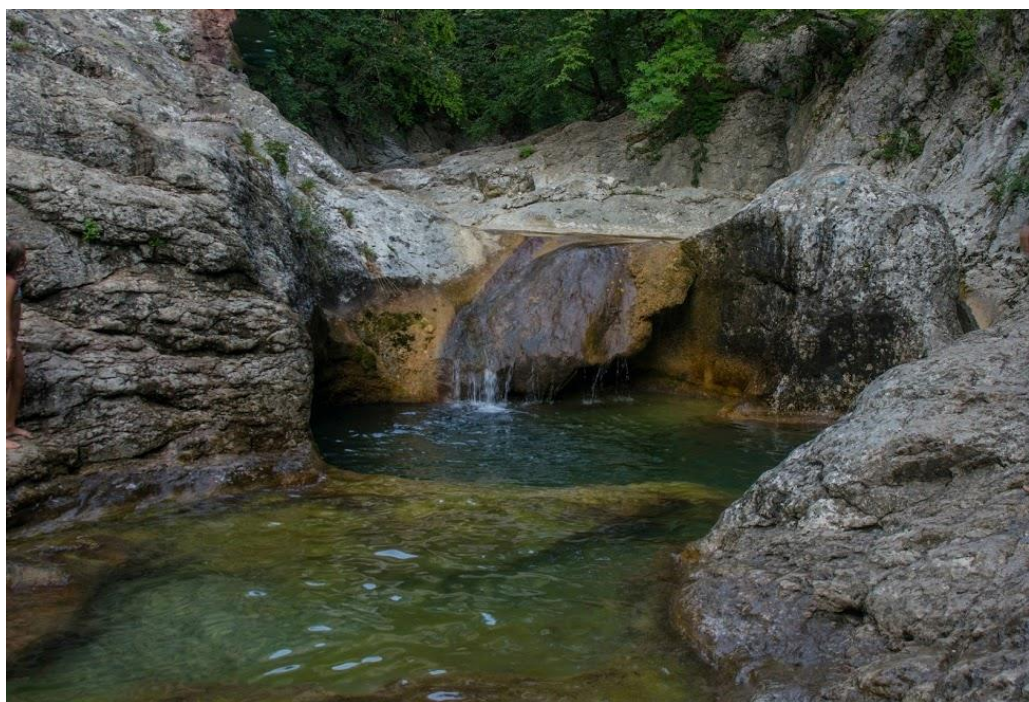


Рис. 20-9. Долина р. Аузун-Узень. Самый большой эверзионный котел в каньоне – «Ванна молодости».

За Ванной молодости начинается теснина ущелья. Пройдя 1,5-2 км вверх по долине, можно попасть в самое узкое место каньона, где ширина днища не превышает 2-3 м, а крутые отвесные склоны как бы смыкаются над головой (рис. 20-10): для этого надо перебраться по скальному обнажению над Ванной молодости.

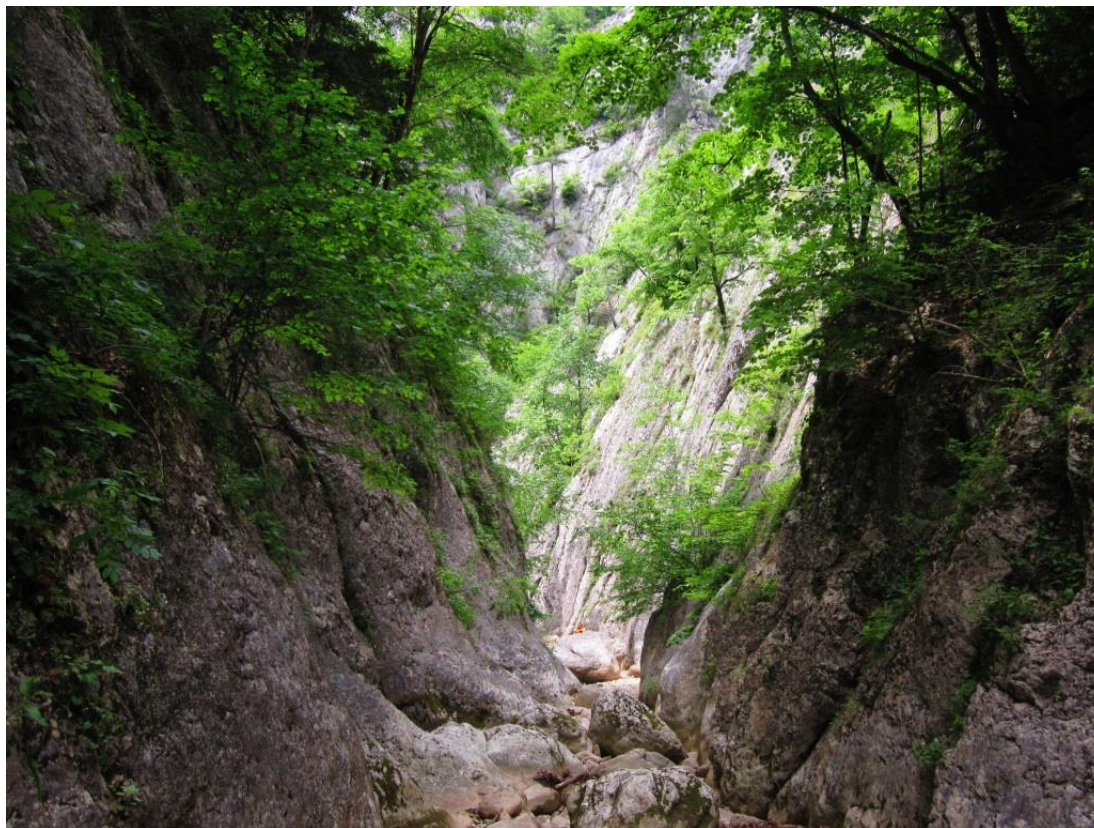


Рис. 20-10. Самое узкое место в Большом каньоне (фото В.Ю. Водовозова).

Точка 5. Долина р. Аузун- Узень, Голубое озеро.

GPS: 44.527386°С, 34.017792°В

На обратном пути следует остановиться у Голубого озера (рис. 20-11). Это – начало Большого каньона. Обрывистые стенки сложены, как практически и везде в каньоне, массивными известняками позднеюрского возраста (J₃). Слева располагается Сторожевой утес, который как бы охраняет вход в Большой каньон.

Следует спуститься к руслу реки Аузун-Узень, где можно увидеть небольшое расширение русла (до 10-15 м), которое и называют Голубым озером. Высота склонов, имеющих крутизну 30-35°, не превышает 100 м (рис. 20-12). На склонах и в их нижней части можно наблюдать глыбы известняков, которые образуют коллювиальные скопления четвертичного возраста (drQ_n). Некоторые глыбы, попадая в русло, не могут быть перенесены рекой, а только как бы омываются и постепенно сглаживаются. Размеры этих глыб в русле р. Аузун-Узень достигают 2-3 м.



Рис. 20-11. Расширение долины реки Аузун-Узень в районе Голубого озера. Выходы известняков в русле реки.

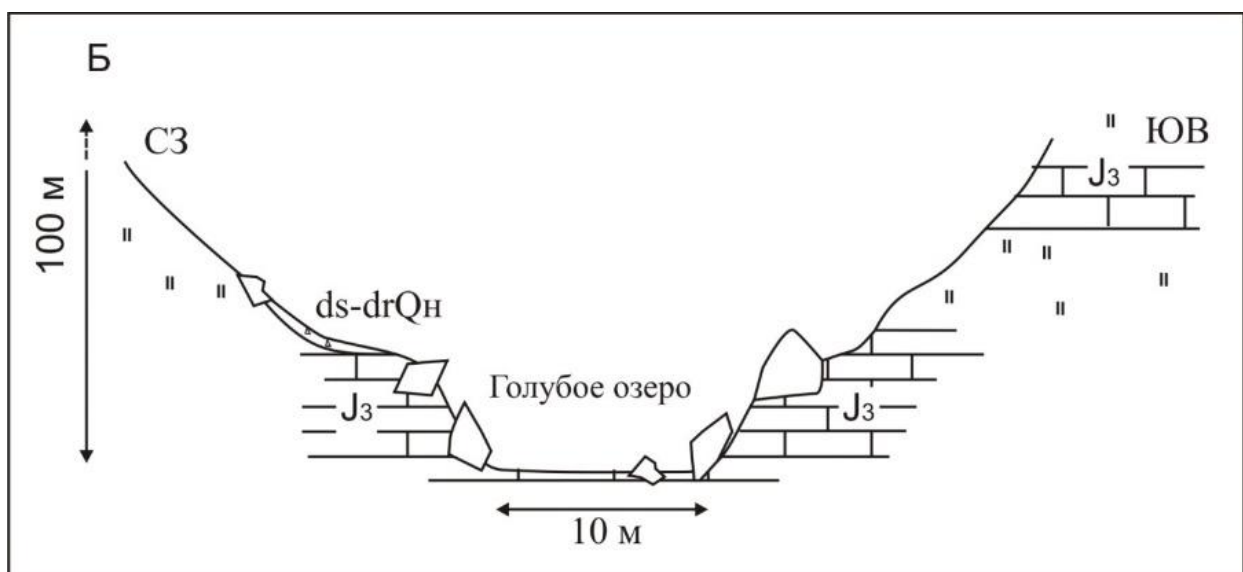


Рис. 20-12. Поперечный профиль долины р. Аузун-Узень в районе Голубого озера.

ГЛАВА 21

Мыс Фиолент



Промыслова Мария Юрьевна, Романовская Мария Александровна

Цель маршрута: изучение вулканогенных и субвулканических образований Юго-Западного Крыма; изучение миоценовых отложений, изучение склоновых процессов и работы моря.

Как добраться: маршрут проводится в пляжной зоне Царской бухты, которая расположена на юго-западной окраине дачного поселка Царское село. Чтобы добраться к началу маршрута, нужно доехать до поселка по Фиолентовскому шоссе до остановки «Царское село», затем пройти пешком около 1 км до юго-западного окончания поселка, спуститься сначала по дороге, потом по железной лестнице вниз к морю.

Магматизм района мыса Фиолент

Введение. Магматические породы района мыса Фиолент приурочены к самой южной части Гераклейского плато и обнажены в нижних частях стометровых обрывов вдоль берега моря на протяжении около 7 км (рис. 21-1, рис. 21-2). Восточное окончание магматических выходов ограничено Георгиевским разломом, который резко отделяет Гераклейское плато от остальной части Крыма. Он хорошо выражен геоморфологически в виде понижения в рельефе, образующего Мраморную балку. Восточный борт балки сложен мраморизованными известняками верхней юры (титон) (рис. 21-3).



Рис. 21-1. Обнажения магматитов и известняков в районе мыса Фиолент (Промыслова и др., 2014).

На западе магматические образования района мыса Фиолент постепенно уходят под воду Черного моря и исчезают практически полностью, ограничиваясь позднеюрско-раннемеловой Предгорной коллизионной сутурой (рис. 21-2), выделенной В.В. Юдиным (2009).

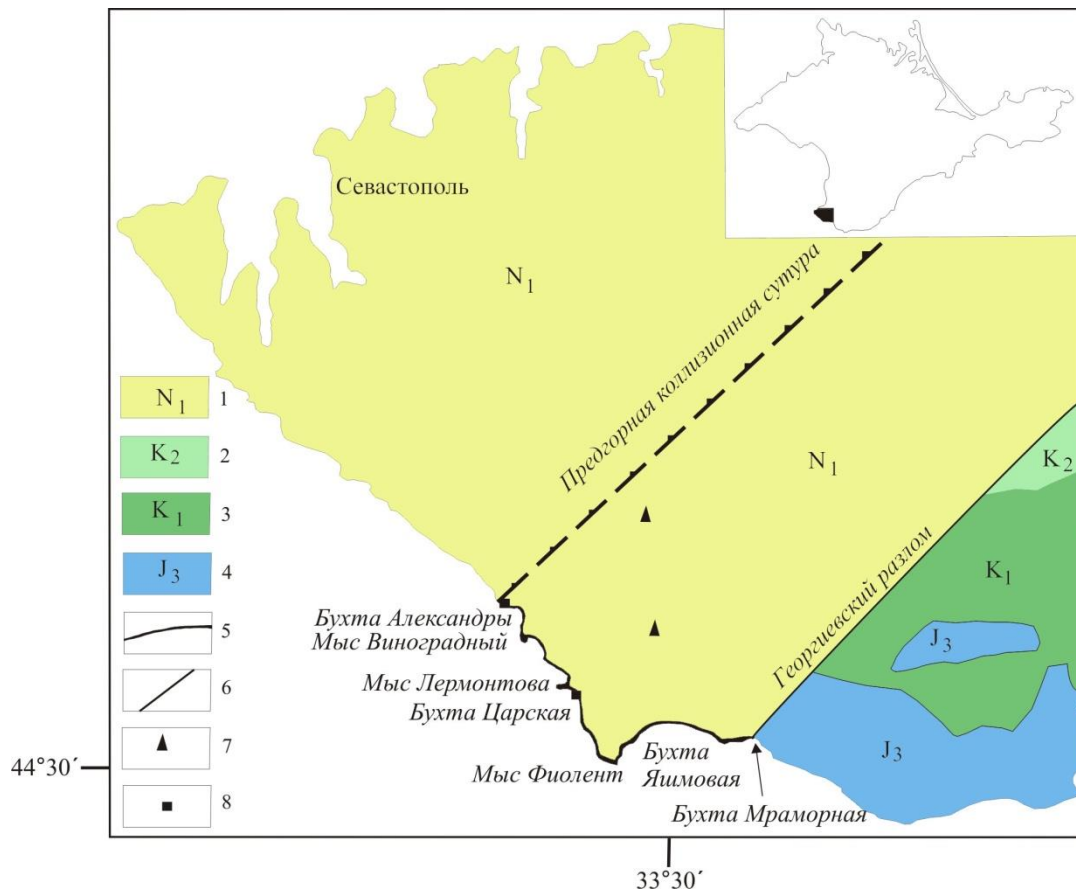


Рис. 21-2. Схема геологического строения юго-западной части Гераклейского полуострова (Промыслова и др., 2016): 1 – миоцен: органогенно-детритовые и глинистые известняки, 2 – верхний мел: мергели, известняки, песчаники, глины, 3 – нижний мел: песчаники, конгломераты, глины, известняки, 4 – верхняя юра: рифогенные известняки, 5 – магматиты, 6 – разломы, 7 – положение скважин, вскрывших магматиты, 8 – места находок серпентинитов.



Рис. 21-3. Вид на Мраморную бухту и Георгиевский разлом – пониженный участок рельефа, расположенный между выходами магматитов и известняков Гераклейского плато (слева) и верхнеюрскими мраморизованными известняками плато Кая-Баши (справа) (фото М.Ю. Промысловой).

Традиционно магматизм района мыса Фиолент сопоставляют с карадагским типом (Лебединский, Соловьев, 1986; Милеев и др., 1997; Юдин, 2011; и др.), а время его проявления считается среднеюрским (байос), что отражено на всех геологических картах Крыма. В.В. Юдин (2009, 2011) относит этот район к зоне Симферопольского меланжа, состоящего из хаотически расположенных бескорневых глыб магматического материала, нижние кромки которых, согласно геофизическим данным, находятся на глубинах менее 1-2 км, что свидетельствует об их аллохтонном залегании.

Геодинамическая природа магматических образований мыса Фиолент большинством исследователей рассматривается как островадужная. Считается, что они принадлежат щитовому вулкану, цоколем которого являются породы таврической серии (верхний триас–нижняя юра), однако до сих пор в районе Фиолента породы таврической серии не обнаружены ни на суше, ни на морском дне (Шнюкова, 2013). Скважины, пробуренные к северу от мыса Фиолент на Гераклеяском плато, также не вскрыли породы таврической серии. Вулканические образования перекрыты органогенно-детритовыми и глинистыми известняками сарматского яруса неогена, залегающими практически горизонтально.

Необходимо отметить, что Е.Е. Шнюкова (2005, 2013) отрицает наличие единого Фиолентовского вулкана. Магматические образования района разделены ею на три участка, каждый из которых отражает самостоятельный этап магматизма. На западном участке резко преобладают интрузивные тела габбро-долеритов, габбро-норитов, среди которых встречены ультраосновные породы – верлиты, реже лерцолиты и дуниты с кумулятивными структурами. Центральный участок сложен магматитами контрастной базальт-плагиориолитовой серии. На восточном участке развиты преимущественно неальбитизированные миндалекаменные базальты, андезибазальты, дациты, прорываемые дайками оливиновых долеритов. Магматиты западного участка отнесены Е.Е. Шнюковой (2013) предположительно к офиолитам.

В результате работ, проводимых в данном районе М.Ю. Промысловой и др. (2014, 2016), были установлены фрагменты полного разреза офиолитовой ассоциации, включающей серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс; габбро и габбро-долериты; комплекс параллельных даек; подушечные лавы; кремнистые слоистые образования и яшмы.

Детальное изучение химического состава верлитов, габбро, подушечных лав и долеритов из офиолитов района мыса Фиолент, позволило сделать вывод об их надсубдукционной природе и формировании в задуговом бассейне, достигшем в своем развитии стадии спрединга с образованием коры океанического типа. Наличие плагиориолитов в составе магматитов Фиолента не противоречит данному выводу. Считается, что лучшим критерием разделения офиолитов, образовавшихся в задуговых бассейнах над зоной субдукции и срединно-океанических хребтах, является доля участия средних и кислых пород в лавовых толщах и интрузиях верхних частей разреза магматитов (Пирс и др., 1987). Плагиориолиты и их брекчии, составляющие около 10% от общего количества магматических пород Фиолента, развиты преимущественно к востоку от мыса Фиолент, где они частично слагают скальные уступы Яшмовой бухты, а также экстрезивные купола скал Монах, Георгиевской, а также Монастырский шток. Плагиориолитами сложены также скалы Ифигения, Орест и Пилат – основные достопримечательности Фиолента (Промыслова и др., 2016).

Описание маршрута

Маршрут в районе мыса Фиолент знакомит студентов с магматическими образованиями клифов Царской бухты, мысов Лермонтова и Львенок (рис. 21-4).

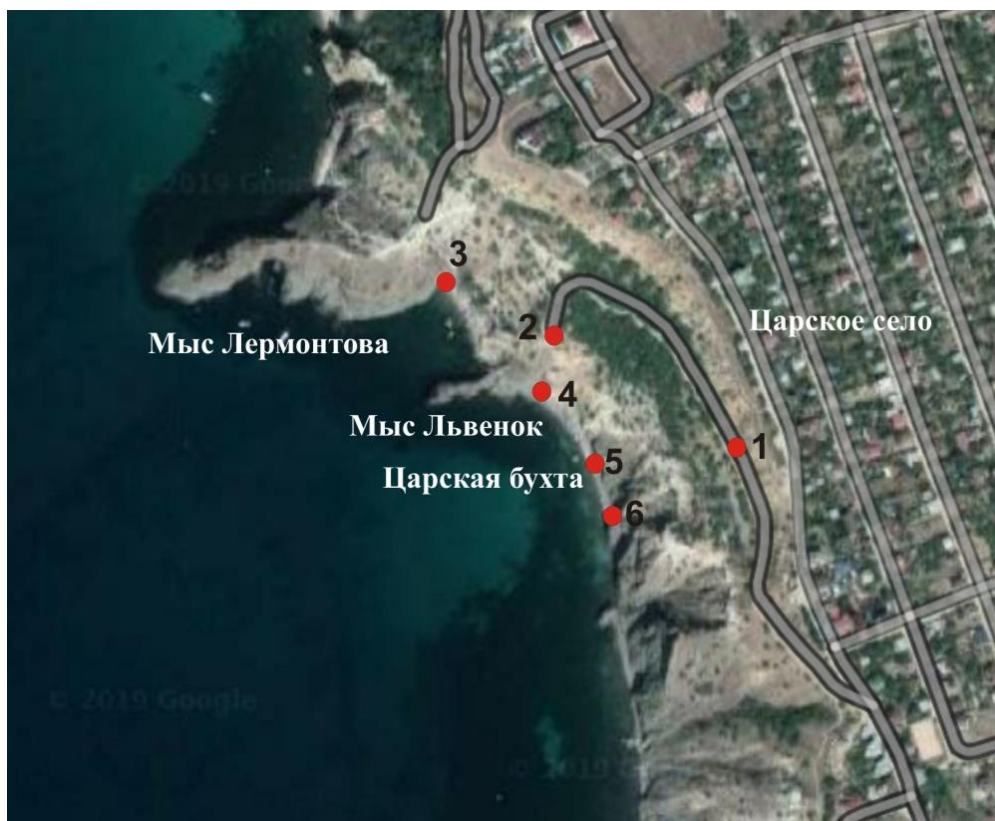


Рис. 21-4. Точки наблюдения маршрута в районе мыса Фиолент. Google Map.

Точка 1. Юго-западная окраина дачного поселка Царское село, дорога, ведущая к морю.

GPS: 44°50'81.93"C, 33°48'34.42"B

Точка наблюдения находится в верхней части клифа береговой зоны. Отсюда открывается хороший обзорный вид на юго-западную оконечность Гераклейского полуострова. В точке наблюдения видится целесообразным дать общую характеристику района, показать положение выходов магматических пород на космоснимке, ознакомить с состоянием изученности и взглядами на геодинамическую природу магматизма района.

Строение береговой зоны с отвесным клифом и берегом, изрезанным небольшими бухтами и выдающимися в сторону моря мысами, связано с тем, что клиф сложен в разной степени устойчивыми к абразии горными породами. Магматические образования хорошо диагностируются по окраске в темных тонах. Они с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты светлыми органогенно-детритовыми и глинистыми известняками сарматского яруса неогена, залегающими почти горизонтально, с небольшими углами падения на северо-запад в первые градусы, и бронирующими Гераклейское плато. Хорошо видно, что в нескольких километрах к северо-западу пологая граница известняков и магматитов опускается ниже уровня моря. Описание известняков дано ниже в разделе «Отложения миоценового отдела неогена».

Точка 2. Площадка рядом с началом лестницы, ведущей к морю.

GPS: 44°50'92.94"C, 33°48'13.48"В

В данной точке студенты знакомятся с геологическим строением мыса Лермонтова, резко выступающего в море. От разрушения этот участок спасает субвулканическое тело, расположенное в основании мыса. Оно сложено габбро-долеритами, которые внедрены в подушечные лавы, что хорошо видно в обрывах его восточной части. Их внедрение вызвало дислокацию подушечных лав и образование, вероятно, синхронного данному процессу разрыва сбросового типа. Разрывное нарушение сопровождается зоной дробления пород мощностью около 1-2 м, которая интенсивно разрушается и маркируется выходом подземных вод в виде источника с небольшим дебитом, функционирующего даже в сухие летние периоды.

Разлом подновлялся и в постмиоценовое время, что фиксируется в перекрывающих лавы неогеновых известняках в виде их разрушения в зоне разрыва. Лавы на контакте обожжены, имеют яркий красновато-коричневый цвет за счет интенсивного ожелезнения (рис. 21-5).

На мысе Львенок, сложенном подушечными лавами и брекчиями, хорошо видна субвертикальная дайка мощностью 1-2 метра северо-западного простирания.

Далее у нижнего окончания железой лестницы нужно повернуть направо и спуститься вниз.



Рис. 21-5. Взаимоотношения подушечных лав, габбро-долеритов и брекчий в обнажениях мысов Лермонтова и Львенок (фото М.Ю. Промысловой).

Точка 3. *Западное окончание небольшой карманной бухточки, расположенной между мысами Лермонтова и Львенок.*

GPS: 44°50'96.51"C, 33°48'37"B

В скальном обрыве восточной части мыса Лермонтова обнажается субвулканическое тело, сложенное габбро-долеритами с отчетливой гексагональной, а в некоторых местах намечающейся и слабовыраженной столбчатой отдельностью (рис. 21-6, рис. 21-7). Это свидетельствует о небольших глубинах, на которых происходила кристаллизация магмы. Породы имеют серовато-зеленый цвет, массивную текстуру и полнокристаллическую, средне-, мелкозернистую структуру. Макроскопически видны мелкие (до 1-1,5 мм) зерна серовато-белого плагиоклаза и реликты черного пироксена, замещенные зеленым хлоритом. Габбро-долериты сильно тектонизированы, разбиты многочисленными трещинами, вдоль которых они брекчированы и ожелезнены. Пироксены и плагиоклазы габбро-долеритов раздроблены и замещены вторичными минералами, преимущественно, хлоритом, альбитом и кварцем. Присутствие значительного количества хлорита придает габбро-долеритам зеленоватый оттенок цвета.

В этой точке наблюдения студенты изучают текстуру, структуру и состав габбро-долеритов, делают макроскопическое описание породы, отбирают образцы.



Рис. 21-6. Габбро-долериты основания мыса Лермонтова (фото М.Ю. Промысловой).

Далее маршрут проходит в пляжной зоне Царской бухты (пляж Царское село) (рис. 21-8).



Рис. 21-7. Габбро-долериты с гексагональной отдельностью, брекчированием и ожелезнением по трещинкам (фото Л.И. Деминой).

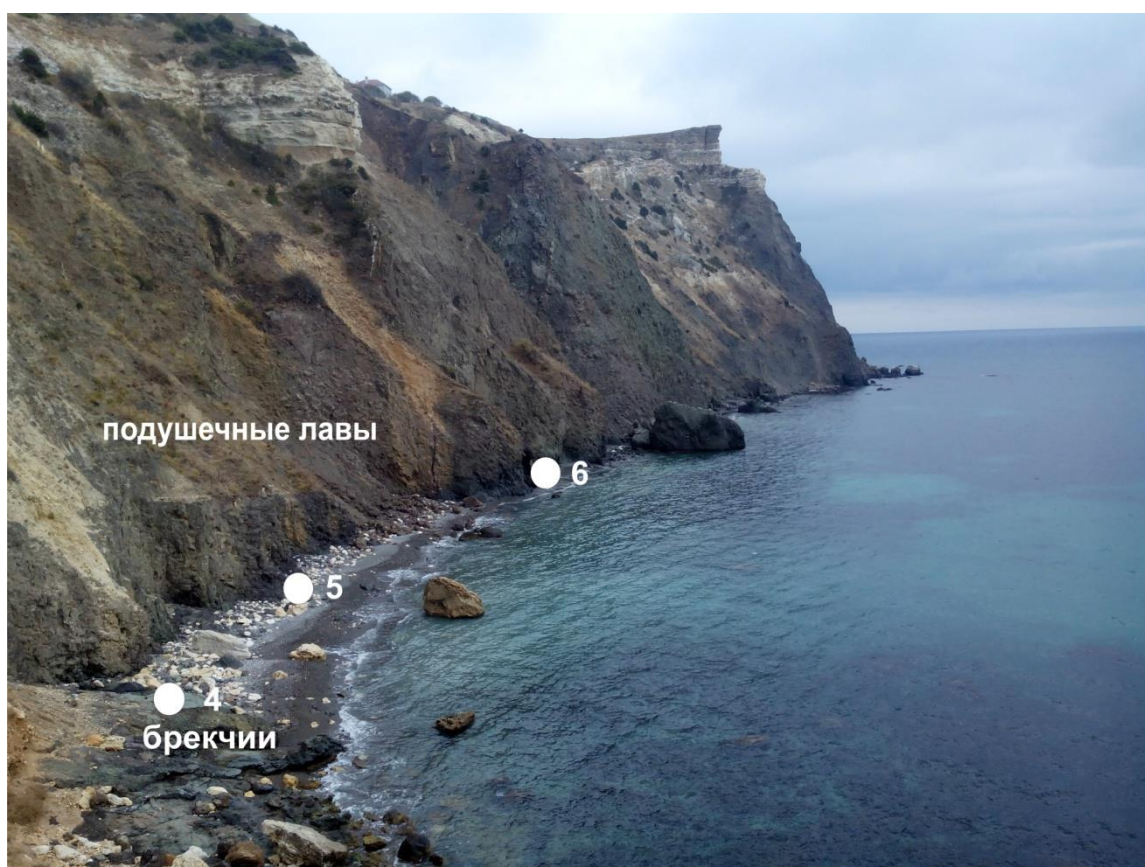


Рис. 21-8. Подушечные лавы в береговых обрывах Царской бухты. Цифры - точки наблюдения (фото М.Ю. Промысловой).

Точка 4. Восточный склон мыса Львенок и прилегающая часть берегового обрыва Царской бухты.

GPS: 44°50'88.37"C, 33°48'09.96"B

В этой точке наблюдения студенты изучают взаимоотношения подушечных лав, параллельных даек и вулканогенно-осадочных брекчий.

В береговых обрывах Царской бухты и прилегающей части мыса Львенок обнажаются брекчии (рис. 21-9). Здесь хорошо видно, что подушечные лавы перекрывают метаморфизованные брекчии – яркоокрашенные темно-серые и голубовато-зеленые породы, имеющие обломочную структуру и массивную, пятнистую текстуру. Они прорваны серией параллельных даек долерито-базальтов и базальтов, которые являлись подводными каналами для базитовой магмы.

Дайки характеризуются буровой окраской и хорошо заметны на фоне зеленоватых брекчий. В данной точке наблюдения можно выделить фрагменты, по крайней мере, трех параллельных даек мощностью до 60 см с подорванными, нечеткими контактами с брекчиями в скринах (20-60 см), что свидетельствует об их внедрении в нелигифицированные брекчии (рис. 21-10). Часто брекчии содержат обломки пород даек, иногда дайки оказываются растащенными на отдельные фрагменты, что наблюдается в обнажениях восточных обрывов мыса Львенок.

Брекчии сложены угловатыми и слабо окатанными обломками основных пород, реже – слоистых первично глинисто-терригенных образований, сцементированных матриксом, состоящим из микро и мелкообломочного материала этих же пород, а также кремнистыми образованиями – яшмами светло-голубовато-зеленого цвета (рис. 21-11). Подобные яшмы слагают также трещины в контактовых зонах даек, где присутствуют и мелкие многочисленные карбонатные жилки. В брекчиях встречаются пластинчатые обломки, первоначально представляющие собой гиалокластиты, образовавшиеся при растрескивании быстро остывающих в подводных условиях лав.



Рис. 21-9. Взаимоотношения брекчий, подушечных лав и даек (1-3) (фото Л.И. Деминой).



Рис. 21-10. Дайка, внедрившаяся в вулканогенно-осадочные брекчии. Мыс Львенок (Игуана)
(фото М.А. Романовской).



Рис. 21-11. Брекчии береговых обрывов Царской бухты (фото М.Ю. Промысловой).

Брекчии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. В обломках представлены типичные хлоритовые, хлорит-альбитовые, реже хлорит-актинолитовые и хлорит-эпидотовые сланцы, а также аподунитовые серпентиниты с петельчатой структурой

(Промыслова и др., 2016). Наличие последних в вулканогенно-осадочных брекчиях свидетельствует о значительной расчлененности подводного рельефа, в понижениях которого накапливался обломочный материал, а также о том, что ультраосновные породы были выведены на морское дно и интенсивно разрушались до начала излияния базальтов.

В этой точке наблюдения студенты описывают состав брекчий, измеряют мощности, делают макроскопическое описание и отбирают образцы пород.

Точка 5. Клиф северо-западной части Царской бухты.

GPS: 44°50'84.83"C, 33°48'17.98"B

В береговых обрывах Царской бухты обнажаются подушечные (пиллоу) лавы (рис. 21-12). Лавы, преимущественно афировые или слабопорфировые спилитизированные базальты, реже андезибазальты, являются наиболее распространенными породами и занимают около 70% всех выходов магматитов Фиолента. Они слагают скальные обрывы бухт: Виноградной, Лермонтова дача, Царской и протягиваются сплошной стеной до мыса Фиолент, занимая также его восточную часть. Далее они появляются к юго-востоку от мыса Айя-Бурун и простираются вплоть до Мраморной балки.

Подушки базальтовых лав имеют длину от нескольких десятков сантиметров до 1–1,5 м. В поперечном разрезе наблюдается отчетливое зональное строение (рис. 21-12). Как правило, центральные части подушек лучше раскристаллизованы, имеют массивное строение, в краевых частях обычны миндалекаменные текстуры. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Основная масса замещена агрегатами альбита, хлорита, кварца, а также цеолитами. Межподушечное пространство занимают мелкие обломки этих же лав и кремнистые образования – яшмы зеленоватого цвета.



Рис. 21-12. Зональное строение подушечных лав (фото Л.И. Деминой).

Подушечные лавы образуются в подводных морских или океанических условиях. Глубину их формирования можно приблизительно оценить по пузыристости лав: чем она выше, тем более мелководным был бассейн, на дно которого они извергались.

В данной точке наблюдается зона разрыва, в которой подушечные лавы подверглись брекчированию и вторичным изменениям, что вызвало их неравномерное осветление (рис. 21-13). Эти брекчии в отличие от вулканогенно-осадочных, описанных выше, имеют тектоническую природу и образовались за счет динамического (дислокационного) метаморфизма в зоне разрыва.



Рис. 21-13. Тектонические брекчии подушечных лав в зоне разрыва (фото Л.И. Деминой).

Из этой точки наблюдения хорошо видны еще две параллельные дайки, прорывающие брекчии и подушечные лавы мыса Львенок (рис. 21-14).



Рис. 21-14. Параллельные дайки (1, 2) мыса Львенок. 4 – точка наблюдения (фото Л.И. Деминой).

В данной точке наблюдения студенты изучают подушечные лавы: описывают зональное строение подушек, текстурные особенности их различных частей, состав; определяют направление течения лавы.

Точка 6. Восточное окончание клифа пляжа «Царское село».

GPS: 44°50'80.07"C, 33°48'19.46"B

В этой точке наблюдения обнажаются лавы с хорошо сохранившимся межподушечным материалом, состоящим из обломков этих же лав, реже хлоритовых сланцев и серпентинитов, а также кремнистого материала (яшм) светло-зеленого цвета, цеолитов (рис. 21-15).

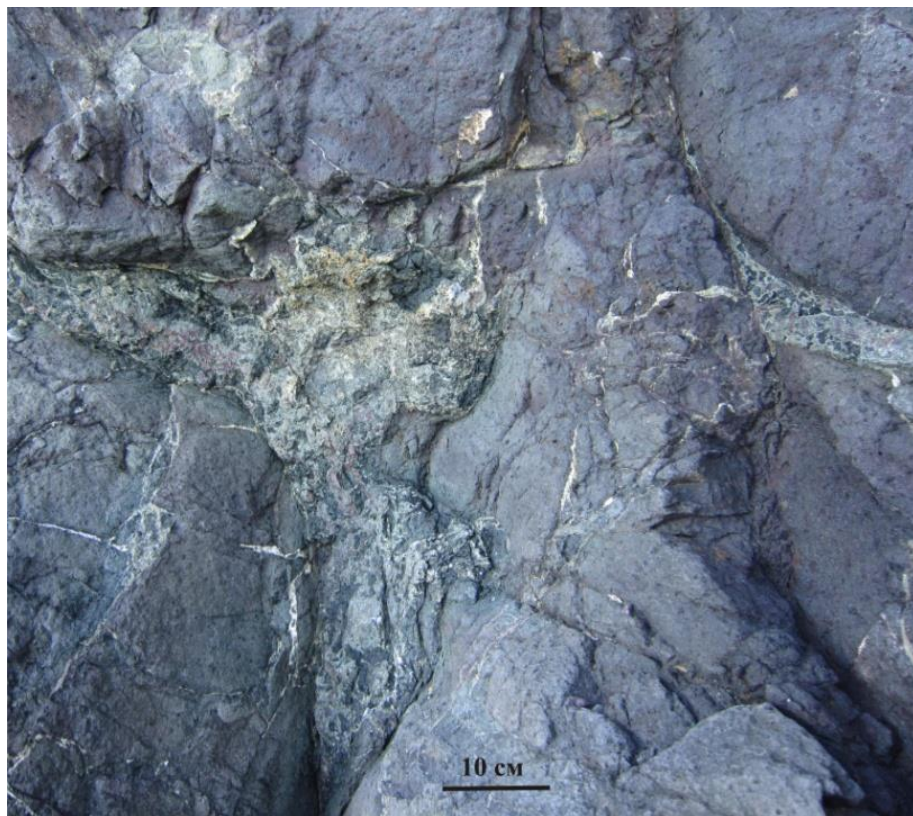


Рис. 21-15. Межподушечное пространство лав береговых обрывов восточной части Царской бухты (фото М.Ю. Промысловой).

В этой точке студенты изучают состав межподушечного материала, определяют направление течения базальтовой лавы, отбирают образцы.

Отложения миоценового отдела неогена

Точка 7. В 20 м ниже обзорной точки № 2.

GPS: 44°50'92.94"C, 33°48'13.50"B

Вулканогенная толща средней юры с угловым несогласием по неровной границе перекрыты кайнозойскими миоценовыми известняками. Эти породы широко развиты в Юго-Западном Крыму, они тянутся вдоль западного побережья, слагают бронирующую поверхность и хорошо обнажены в береговом клифе. Наиболее представительный разрез миоцена находится в районе мыса Фиолент (рис. 21-16).

Граница между юрскими и миоценовыми образованиями маркируется древней корой выветривания, что особенно хорошо видно на мысе Лермонтова (рис. 21-17). Кора представлена сильно выветрелыми темно-бурыми пиллоу-лавами. Видимая мощность измененных пород порядка 1-1,5 м. Верхнюю часть коры выветривания венчает довольно



Рис. 21-16. Общий вид обнажения мыса Фиолент: верхняя светлая слоистая толща – известняки миоцена, сарматский ярус; нижняя буроватая толща – вулканогенные породы средней юры (фото М.А. Романовской).



Рис. 21-17. Обнажения контакта среднеюрской вулканогенной толщи и карбонатных отложений миоцена, верхняя часть мыса Лермонтова (фото М.А. Романовской).

выдержанный по мощности (30 см) прослой зеленовато-белых глинистых пород. Залегающая сверху толща существенно карбонатных пород имеет сарматский возраст (Болотов, 2012).

Обнажение в западной части осложнено разрывным нарушением, по-видимому, сбросового характера. Разлом подчеркивается сильно ожелезненной зоной измененных раздробленных пород, мощностью до 1 м. Залегающая выше слоистая толща не затронута смещением (что хорошо видно по слоистости пород) или какими-нибудь приразломными изменениями. Из этого можно заключить, что возраст разлома – домиоценовый. Здесь полезно вспомнить разрез, который строят студенты на практических занятиях в Москве, и провести аналогию с тянущимся через всю учебную карту разломом северо-западного простирания, который запечатывается меловыми горизонтально залегающими породами.

Выше этой границы залегают породы миоценового возраста, в которых рядом исследователей выделено до 7 комплексов (Болотов и др., 2012). Среди миоценовых пород нижней части разреза устанавливаются: светло-желтые, белесые мелкозернистые тонко- и параллельно-слоистые кварцевые пески и рыхлые песчаники; косослоистые гравелиты; иногда до среднегалечных конгломератов (рис. 21-18); обломочные серовато-белые известняки, местами переходящими в известняковую брекчию, среди которых обнаружены среднемиоценовые гастроподы *Cerithium cattleyaе Bialy* и также водоросли рода *Acetabularia*.



Рис. 21-18. Косо- и грубо слоистые обломочные известняки нижней части разреза сарматского яруса, местами с кварцевым гравийным материалом (фото М.А. Романовской).

В средней части разреза обнажены своеобразные известняки, часто называемые *оолитовыми*. Они сложены небольшими округлыми образованиями (1-3 мм), на свежем сколе видно, что в центральной части этих образований находится хорошо окатанный кварцевый обломок песчаной или гравийной размерности. В то же время эти породы можно назвать гравелитами с карбонатным цементом обрастания, облекания, или кристаллизационным цементом, вещество которого выделяется из раствора в виде корочек,

нарастающих на обломочные зерна.

Венчают разрез миоценовых отложений желтоватые органогенно-обломочные известняки, местами переходящие в известняки-ракушечники. В нижней части породы имеют очень грубую параллельную слоистость; в верхней части разреза слоистость становится косой. Мощность этих отложений около 7-8 м (рис. 21-19). Известняки миоцена обладают большим количеством ископаемых остатков, однако их сохранность плохая. Общая мощность разреза миоцена здесь составляет около 40 м.



Рис. 21-19. Желтые грубослоистые обломочные и органогенно-обломочные известняки верхней части разреза у мыса Фиолент (фото М.А. Романовской).

На основании детального изучения миоцена этой части Крыма, С.Н. Болотов с соавторами (2012) делают выводы, что начало формирования миоценовой толщи происходило в условиях мелководья и спокойной гидродинамической обстановки. Затем глубина бассейна увеличилась, в него сначала стал поступать грубообломочный материал, а затем более тонкий карбонатный осадочный материал, стали формироваться параллельно-слоистые отложения. Накопление верхней косослоистой пачки разреза, по-видимому, связано с новой фазой опускания бассейна (Болотов и др, 2012).

В целом изучение разреза миоценовых отложений в районе мыса Лермонтова позволяет предположить, что формирование их происходило в относительно мелководных условиях при поступлении терригенного материала и в относительно неспокойной гидродинамической обстановке.

Склоновые процессы

Точка 8. Наблюдения ведутся вдоль бухт западнее мыса Фиолент.

Вдоль всего юго-западного клифа района мыса Фиолент довольно широко проявлены склоновые процессы: обвалы, осыпи и оползни, представленные здесь в основном оползнями-блоками. В настоящее время здесь насчитывается 20 оползней этого типа,

некоторые из которых остановились, а другие продолжают движение и часто сопровождаются обвалами (Горячкин, Федоров, 2018). Только за последние несколько лет произошли крупные обвалы в районе Георгиевского монастыря, мысов Фиолент, Сфинкс, Айя-Бурун и Лермонтова, турбазы «Каравелла», вблизи Автобата и других местах.

Здесь уместно вспомнить береговую линию и клиф западного побережья Крыма, сложенные породами таврской свиты, где широко развиты в основном оползневые отложения. Основной причиной опасных склоновых процессов в районе мыса Фиолент являются особенности геологического строения региона, неотектоническая активность района и возросшая хозяйственная деятельность человека.

Наиболее интенсивные склоновые процессы здесь - обвалы, осыпи, оползни, часто пространственно тяготеют к участкам развития зон расланцевания, трещиноватости и динамометаморфитов - брекчий, катаклазитов, милонитов (Демина, Промыслова, 2019).

С лестницы, ведущей к морю хорошо видны отдельные обвальные глыбы и осыпи, расположенные непосредственно над пляжем и представляющие серьезную угрозу для отдыхающих (рис. 21-20).



Рис. 21-20. Глыба известняков на поверхности склона над мысом Львенок (Игуана) (фото М.А. Романовской).

На самом пляже можно наблюдать многочисленные продукты обвалов (коллювий) представленные крупными блоками пород (до нескольких метров в поперечнике). Часть из них расположена в зоне пляжных отложений, часть докатилась до моря и в настоящее время несет на себе следы абразионной деятельности волн (рис. 21-21).

Деятельность моря

В начале маршрута при спуске к морю следует обратить внимание студентов на тянущуюся в западном направлении береговую линию. Береговая линия абразионного типа сильно изрезана, представлена чередованием бухт и мысов. Мысы, как правило, образованы



Рис. 21-21. Глыбы известняков (светлые) и вулканитов (темные) на пляже и в прибрежной зоне между мысами Лермонтова и Львенок (Игуана). Глыбы имеют сглаженные углы – результат абразии (фото М.А. Романовской).

среднеюрскими вулканическими и субвулканическими телами, обладающими большей устойчивостью к абразионному воздействию моря. Там, где породы менее устойчивые, образуются бухты (рис. 21-22).

На мысах наблюдаются небольшие, высотой до 2 м и глубиной до 1,5 м волноприбойные ниши, пляжных отложений под ними нет, иногда наблюдаются узкие участки абразионной террасы (рис. 21-23). В бухтах волноприбойные ниши практически не выражены, пляжи представлены небольшими узкими площадками, до 5-7 м в ширину, несущими грубообломочный материал (рис. 21-21). Это так называемые пляжи неполного профиля. Пляж полного профиля образуется при наличии свободного пространства, на котором накапливаются наносы. Если пляж формируется у подножья уступа, то образуется присклоненный пляж, или пляж неполного профиля. Во время штормов волны могут размывать пляж и коренной берег. Ограничивающие бухту выдающиеся в море мысы, сложенные магматическими породами, не имеют пляжа.

Пляжные отложения у мыса Лермонтова представлены валунами, крупной и средней галькой, гравием. Как правило, обломки хорошо окатаны, мощность пляжных отложений невелика и составляет 0,5 – 1 м. Преобладающая размерность – галечная. Пляжные отложения сложены обломками пород, слагающих клиф, а также присутствуют кварцевые и кремневые гальки и гравий.

Пляжные валы выражены нечетко. Чаше всего пляж представлен слабонаклонной площадкой, шириной до 5-7 м, покрытой грубообломочным материалом, имеющим среднюю сортировку – в тыловой зоне пляжа устанавливаются более грубообломочные валунные накопления, размер валунов достигает 1 метра. Высота пляжа 1 -1, 5 м.

На пляже и в прибрежной зоне, как уже отмечалось выше (рис. 21-21), присутствуют



Рис. 21-22. Изрезанная береговая линия к западу от мыса Фиолент (фото М.А. Романовской).



Рис. 21-23. Волноприбойные ниши мыса Лермонтова, слева виден фрагмент абразионной террасы (фото М.А.Романовской).

коллювиальные глыбы известняков и вулканогенных пород разной степени окатанности.

Список литературы

1. *Амеличев Г.Н.* История изучения карстового массива Чатырдаг (Горный Крым) // *Спелеология и карстология.* 2010. № 5. С. 10–21.
2. *Аркадьев В.В., Атабекян А.А., Барабошкин Е.Ю., Богданова Т.Н., Бугрова И.Ю., Лобачева С.В., Печниковский А.А., Тур Н.А.* Стратиграфия нижнемеловых отложений района р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // *Геология Крыма. Ученые записки кафедры исторической геологии.* Вып. 2 / Ред. В.В. Аркадьев. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2002. С. 34–46.
3. Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. Под ред. В.В. Аркадьева и Т.Н. Богдановой. СПб.: Санкт-Петербургский гос. горный ин-т, 1997. 357 с.
4. *Бабак В.И.* Очерк неотектоники Крыма // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1959. Т. XXXIV (4). С. 51–65.
5. *Багдасарян Г.П., Лебединский В.И.* Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма // *Доклады АН СССР.* 1967. Т. 1. № 1. С. 149–152.
6. *Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копачевич Л.Ф.* Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма. Путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссийского совещания 26 сентября – 3 октября 2016 г. // Под ред. Е.Ю. Барабошкина. Симферополь: Издательский дом ЧерноморПресс, 2016. 90 с.
7. *Барабошкин Е.Ю., Пискунов В.К.* Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пахкал-Кая (Крым) // *Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология.* 2010. № 1. С. 17–25.
8. *Божко Н.А., Брянцева Г.В., Брусиловский С.А., Гончаров М.А., Гуцин А.И., Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Романовская М.А., Стафеев А.Н., Суханова Т.В.* Руководство по первой Крымской Геологической практике: Учебное пособие. М.: МАКС Пресс, 2007. 132 с.
9. *Болотов С.Н., Рубцова Е.В., Никишин А.М.* Строение миоценовых отложений юго-восточного эскарпа мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // *Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология.* 2012. № 1. С. 61–66.
10. *Болтачѳев А.Р., Карпова Е.П., Данилюк О.Н.* Особенности термохалинных параметров и ихтиоцена эстуария р. Черная (Севастопольская бухта) // *Морський екологічний журнал.* 2010. Т. IX. № 2. С. 23–36.
11. *Васильев И.Н., Смольников Б.М.* Некоторые новые данные о геологическом строении Чатырдагского массива в Крыму // *Геофизический сборник АН УССР.* 1966. № 18. С. 71–74.
12. *Васильевский П.М., Желтов П.И.* Гидрогеологические исследования горы Чатырдаг в 1972 г. Труды Всесоюзного Геолого-Разведочного Объединения НКТП СССР. Москва – Ленинград, 1932. Вып. 142. 88 с.
13. *Вахрушев Б.А., Дублянский В.Н., Горбатюк Н.В., Дублянская Г.Н.* Геоэкология карстовых областей Крыма. [Электронный ресурс]. URL: <https://docplayer.ru/32058316-Vahrushev-b-a-dublyanskiy-v-n-gorbatyuk-n-v-dublyanskaya-g-n-geoekologiya-karstovyh-oblastey-kruma.html> (дата обращения: 10.10.2019).
14. *Вергельская Н.В., Кичка А.А.* Среднеюрская угленосная формация Горного Крыма как потенциальный источник углеводородов в Черноморском бассейне // *Proceedings of the IV International scientific and technical conference "Geology and hydrocarbon potential of the Balkan-Black Sea region" 11–15 September 2013, Varna, Bulgaria.* С. 124–129.
15. *Галкин В.А., Федоров Е.В., Бахор К.* О взаимоотношениях и структуре верхнеюрских и меловых отложений в долине р. Салгир, центральный Крым) // *Доклады РАН.* 1992. Т. 325. № 2. С. 337–341.
16. Геологический словарь. Том 1 (А–М). М.: Недра, 1978а. 486 с.
17. Геологический словарь. Том 2 (Н–Я). М.: Недра, 1978б. 447 с.

18. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
19. Геология СССР. Том VIII. Крым. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
20. *Головкинский Н.А.* Путеводитель по Крыму. Издание 6. Симферополь: Типография Спиро, 1894. 564 с.
21. Гора Пахкал-Кая (Лысый Иван) – история, высота, фото, карта. [Электронный ресурс]. URL: <http://krumea.ru/gory/pachkal-kaaya.html> (дата обращения: 05.10.2018).
22. *Горячкин Ю.Н., Федоров А.П.* Оползни Севастопольского региона. Часть 2. Гераклеийский полуостров // Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых зон. 2018. Вып. 2. С. 4–12.
23. *Демина Л.И., Промыслова М.Ю.* Связь обвального-оползневых процессов Фиолента (Севастополь) с динамометаморфизмом горных пород // Динамическая геология. 2019. № 3. С. 16–29.
24. 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.О., Краснорудська С.І., Удовиченко Н.І. Київ: КП «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008. 143 с.
25. *Душевский В.П., Шутков Ю.И.* Чатыр-Даг: Путеводитель. Симферополь: Таврия, 1987. 80 с.
26. *Калуцкова Н.Н.* Крымский полуостров / Большая российская энциклопедия. Электронная версия [Электронный ресурс]. URL: <https://bigenc.ru/geography/text/3842085> (дата обращения: 29.04.2019).
27. *Карпук М.С.* Остракоды верхнего баррема-апта Горного Крыма: стратиграфическое значение и палеоэкология. Автореферат дисс. канд. геол.-минер. наук. Москва, 2016. 27 с.
28. Карьеры Крыма [Электронный ресурс]. URL: <http://karier-crimea.ru/mramornyi.html> (дата обращения: 12.02.2020).
29. Климат Крыма / ФГБУ «Крымское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» [Электронный ресурс]. URL: http://meteo.crimea.ru/?page_id=213 (дата обращения: 14.07.2019).
30. *Клюкин А.А.* О возрасте оползней в долинах прорыва рек через горные гряды Крыма // Геоморфология. 1978. № 2. С. 72–79.
31. *Ковалевский С.А.* Краткое сообщение о работах, проведенных отделом карстоведения и спелеологии Крымского филиала АН УССР // Тезисы докладов научного совещания по изучению карста. Москва, 1956. Вып. 1. С. 19–21.
32. *Кожневников А.В., Найдина Н.Н.* Таврская свита Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 6. С. 105–120.
33. *Корнейко А.А., Веселовский Р.В.* Новые данные о палеомагнетизме среднеюрского магматического комплекса долины р. Бодрак (Горный Крым) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2013. № 4. С. 10–17.
34. *Латышев А.В., Панов Д.И.* Юрские магматические тела Горнокрымской зоны в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2008. № 2. С. 22–30.
35. *Лебединский В.И.* Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической структуре Горного Крыма // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1962. № 4. С. 32–39.
36. *Лебединский В.И.* С геологическим молотком по Крыму. М.: Недра. 1982. 159 с.
37. *Лебединский В.И., Макаров Н.Н.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 208 с.
38. *Лебединский В.И., Соловьев И.В.* Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геологический журн. 1988. № 4. С. 85–93.

39. *Логвиненко Н.В.* К вопросу о флишевом характере свиты таврических сланцев Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1954. Том XXIX. № 6. С. 51–62.
40. *Логвиненко Н.В.* О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1961. № 3. С. 16–28.
41. *Лужецкий А.Н., Ерыш И.Ф., Коджастиров А.А., Науменко П.Н.* Оползни Черноморского побережья Украины. М.: Недра. 1977. 103 с.
42. *Лысенко Н.И., Гришанков Г.Е.* Об одной загадке Чатырдага // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1972. № 38. С. 134–137.
43. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А.* Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.
44. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В.* Тектоническое строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, 1997. С. 189–206.
45. Мраморный карьер, Мраморное село, Симферопольский район, Республика Крым, Россия [Электронный ресурс]. URL: <https://webmineral.ru/deposits/item.php?id=2300> (дата обращения: 12.02.2020).
46. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.
47. *Муратов М.В.* Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря. Сборник, посвященный памяти А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 359–372.
48. *Муратов М.В.* О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 39. Вып. 1. С. 3–20.
49. *Никитин М.Ю., Седаева К.М., Майорова Т.П.* Путеводитель по первой Крымской учебно-геологической практике. Ч. I: Учебное пособие. Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ун-та, 2006. 154 с.
50. *Никишин А.М.* Геология России (готовится к печати в 2021 г.).
51. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копачевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (Учебное пособие по Крымской практике) / под ред. А.М. Никишина. М.: Изд-во Московского ун-та, 2006. 60 с.
52. *Никишин А.М., Еришов А.В.* Латеральное разнообразие современных субдукционных систем на примере пояса Тетис // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2004. № 5. С. 16–21.
53. *Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
54. Опорные разрезы | Меловой период [Электронный ресурс]. URL: <http://cretaceous.ru/files/images/sections/belbek/1.jpg> (дата обращения: 25.07.2019).
55. *Павлинов В.Н.* Форма и механизмы образования малых интрузий типа лакколлитов. М.: МГРИ. 1946. 411 с.
56. *Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г.* Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 1978. № 1. С. 47–52.
57. *Панов Д.И., Степанов А.Г.* Нижнеюрский вулканогенный горизонт на Бодрак-Альминском водоразделе (Горный Крым) и его аналоги в Горном Крыму и на Большом Кавказе // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2002. № 1. С. 14–21.
58. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
59. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 496 с.

60. Петропавловский карьер, Республика Крым, Россия. Описание, минералы, фотографии. Минералы и месторождения. [Электронный ресурс]. URL: <https://webmineral.ru/upload/840537262071ba10bf2d7fa98287d0d8.jpg> (дата обращения: 10.10.2018).
61. *Пирс Дж. А., Линнард С. Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
62. *Пискунов В.К.* Строение и история формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи и плато Тирке (Горный Крым) // Автореферат дисс. канд. геол.-минер. наук. Москва, 2013. 24 с.
63. *Пискунов В.К., Барабошкин Е.Ю., Рудько С.В., Милеев В.С.* Строение и условия формирования верхнеюрских отложений горы Пахкал-Кая и плато Северная Демерджи (Крым) // ПАЛЕОСТРАТ-2011. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения палеонтологического общества, Москва, 24-26 января 2011 г. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2011. С. 57–58.
64. *Пискунов В.К., Рудько С.В.* Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пахкал-Кая (Крым) // Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых ученых и студентов. Материалы российской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной «Году Планеты Земля», г. Москва, 6-7 апреля 2009 г., том 1. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 98–102.
65. *Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В.* Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2008. № 4. С. 35–44.
66. *Подгородецкий П.Д.* Крым: Природа: Справочное издание. Симферополь: Таврия, 1988. 192 с.
67. *Полканов Ю.А.* Минералы Крыма. Симферополь: Таврия, 1989. 160 с.
68. Портал «автономная Республика Крым». География [Электронный ресурс]. URL: <https://web.archive.org/web/20100903233656/http://old.crimea-portal.gov.ua/index.php?&v=8&tek=27&par=8&art=3&date=&f=ru> (дата обращения: 11.03.2019).
69. *Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В.* Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25–40.
70. *Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Царев В.В.* Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2014. № 6. С. 14–22.
71. *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А.* Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов горы Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // Доклады РАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309.
72. *Семенов Е.И.* Литиевые и другие слюды и гидрослюды в щелочных пегматитах Кольского полуострова // АН СССР. Труды минералогического музея. 1959. Вып. 9. С. 107–137.
73. *Славин В.И.* Современные геологические процессы в Крыму. Издание 3-е. М.: Изд-во Московского ун-та, 1985. 200 с.
74. *Славин В.И.* Современные геологические процессы в Юго-Западном Крыму. М.: Изд-во Московского ун-та, 1975. 193 с.
75. *Соловьев А.В., Rogov M.A.* Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 74–82.
76. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990а. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.

77. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990б. Т. 65. Вып. 6. С. 102–113.
78. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М., Щербакова М.Н.* Магматические образования / В кн.: Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования). М.: Изд-во Московского ун-та, 1989. С. 69–130.
79. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н.* Цирконолит, бадделейт, циркон и торит островодужных кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг (Горный Крым). Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2018. № 5. С. 70–78.
80. *Тарасенко В.С., Тищенко А.И.* О минералах Крыма // Природа: научно-популярный естественно-географический журнал. 2000. № 1. С. 2–12.
81. *Тевелев Арк.В., Шмонова Е.А., Тевелев Ал.В.* Морфология и условия формирования нижнеюрского складчатого комплекса Донузоран (юго-западный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88. Вып. 6. С. 24–41.
82. *Тищенко А.И.* Минералы Крыма. Симферополь: Бизнес-Информ, 2015. 304 с.
83. Учебное пособие по обменной практике в Крыму для иностранных студентов / Лубнина Н.В., Гушин А.И., Промыслова М.Ю., Крылов О.В., Бубнов А.Ю., Новикова М.А. М.: Перо Москва, 2015. 75 с.
84. *Ферсман А.Е.* К минералогии Симферопольского уезда // Известия Императорской АН. 1907. Серия 6. Том 1. Вып. 9. С. 247–260.
85. *Фролов В.Т.* О модных интерпретациях геологической истории Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 6. С. 13–24.
86. *Фролов В.Т.* Флишевая формация – уточнение понимания // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 16–32.
87. *Фролова Н.С., Спиридонов А.В., Гуал-Перес Х., Перепечина О.В.* Подводно-оползневая складчатость в таврической серии (Горный Крым) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2014а. № 6. С. 82–85.
88. *Фролова Н.С., Спиридонов А.В., Гуал-Перес Х., Перепечина О.В.* Условия формирования складок таврической серии Горного Крыма // Ломоносовские чтения – 2014. Секция Геологии. Сборник тезисов докладов. Москва, 2014б. [Электронный ресурс]. URL: http://geo.web.ru/pubd/2014/11/05/0001187684/frolova_et_al_2014.pdf (дата обращения: 27.02.2021).
89. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
90. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника. Тверь: КЕРС, 2004. 270 с.
91. *Чернов В.Г.* Новые данные о возрасте, строении и происхождении эскиординской свиты в Крыму // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 1981. № 6. С. 40–48.
92. *Шнюкова Е.Е.* Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореферат дисс. докт. геол. наук. Киев, 2013. 40 с.
93. *Шнюкова Е.Е.* Магматические породы мыса Фиолент // Петрография XXI века. Материалы X Всероссийского петрографического совещания. Апатиты: КНЦ, 2005. С. 289–291.
94. *Юдин В.В.* Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
95. *Юдин В.В.* Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. ВСЕГЕИ. 2018.
96. *Юдин В.В.* Геология и геодинамика района Кастель в Крыму / В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сборник докладов X международной конференции «Крым-2012». Симферополь, 2012а. С. 198–211.
97. *Юдин В.В.* Тектоника карстового массива Чатырдаг в Крыму // Спелеология и карстология. № 8. Симферополь. 2012б. С. 5–17.

98. Янин Б.Т., Барбошкин Е.Ю. Разрез берриасских отложений в бассейне р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 66–77.
99. Meijers M.J.M. Tethyan evolution of the Black Sea region since the Paleozoic: a paleomagnetic approach // *Geologica Ultraiectina*. 2010. V. 319. 247 p.
100. Meijers M.J.M., Vrouwe B., Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Каймакци N., Matenco L., Saintot A. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // *Lithos*. 2010. V. 119. P. 412–426.
101. Meschede M., Warr L.N. Permian and Mesozoic Geology of Germany / In: *The Geology of Germany. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. 2019. P. 115–190. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76102-2_11
102. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / In: *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London, Special Publications. 2015. V. 428.
103. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // *Geophysical Journal International*. 2015. V. 201. Issue 1. P. 406–428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>
104. Torsvik T.H., Cocks L.R.M. *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. 317 p.

Папка с электронными версиями публикаций доступна для скачивания по ссылке:
https://yadi.sk/d/ZEuLz7_tjK3Jfw

Об авторах



Брянцева Галина Владимировна

Доцент кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 1999 года.



Веселовский Роман Витальевич

Профессор кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, доктор геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Крымской практики с 2006 года; в 2008-2018 годах являлся организатором Первой Крымской практики по Общей геологии.



Гущин Александр Иванович

Доцент кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Крымской практики с 1991 года; в 1995, 1997-2007 годах являлся организатором Первой Крымской практики по Общей геологии, а в 2008-2014 годах осуществлял её научное руководство.



Короновский Николай Владимирович

Заведующий кафедрой динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, профессор, доктор геолого-минералогических наук. Принимал участие в проведении Второй Крымской практики для студентов 2 курса в 1957-1973 годах. В 1998-2007 годах являлся научным руководителем Первой Крымской практики по Общей геологии.



Косевич Наталья Игоревна

Ассистент кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат географических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 2016 года.



Латышева Ирина Валерьевна

Инженер кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 2002 года.



Мышенкова Мария Сергеевна

Научный сотрудник кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 2012 года.



Назарова Валентина Михайловна

Старший научный сотрудник кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 2014 года.



Промыслова Мария Юрьевна

Старший преподаватель кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 2012 года.



Романовская Мария Александровна

Доцент кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 2009 года; с 2019 года – научный руководитель практики.



Стафеев Александр Николаевич

Доцент кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 1989 года. В 1992-1993 годах – руководитель практики.



Суханова Татьяна Владимировна

Доцент кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Принимает участие в проведении Первой Крымской практики по Общей геологии с 1999 года.



Фролова Наталья Сергеевна

Доцент кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук. Является научным руководителем практики по структурной геологии для студентов 2 курса в Крыму.