

ЛИТОЛОГИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ  
ВЕРХНЕЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
МАРТУНИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ  
(СОМХЕТО-КАРАБАХСКАЯ ЗОНА, МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Р.А. Мапдалян, Х.В.Хачанов

На основании опорных послойных разрезов и литолого-петрографического анализа проведены генетическая классификация и определение фациальной обстановки карбонатных накоплений кимериджа-титона Мартунинского синклинория. Это шельф мелководного моря с умеренно-аридными климатическими условиями и проявлениями подводного вулканизма. С последующими наложениями катагенеза, диазометаморфизма и низкотемпературного гидротермального воздействия здесь связано формирование мраморизованных известняков и исландского шпата, а с развитием гипергенеза – отчетливо выраженного карста.

Верхнеюрские карбонатные отложения широко распространены в обширном Мартунинском синклинории (рис.1), в составе которого развит ряд дочерних структур, в их числе Богурхан-Мачкалапенская антиклинальная полоса, Шонская и собственно Мартунинская синклиналя [1,2]. Вопросы их строения и стратиграфии разрабатывались несколькими поколениями геологов, начиная от Г.В.Абиха (1873), И.Валентина (1890), К.Н.Паффенгольца (1933, 1937), А.Н.Соловкина (1939) и Л.Н.Леонтьева (1949, 1950) до исследователей второй половины XX века – М.Р.Абдулкасумзаде, Ф.А.Ахундова, А.А.Байрамова, Т.Аб.Гасанова, Т.М.Мамедова, Э.Ш.Шихалиевейли, Э.Н.Эфендиевой и другими. Ими по-разному проводилось поярусное стратиграфическое подразделение верхнеюрских образований и определение мощностей отдельных свит. К середине 80-х годов стратиграфический разрез верхней юры Мартунинского синклинория трактовался следующим образом.

Келловей: песчаники, туфонесчаники и туфогравелиты. Мощность 35-120м.

Оксфорд: известняки, их песчано-гравийные и окремненные разности, туфы и туффиты. Мощность 200-550м.

Кимеридж: известняки, известковые песчаники и гравелиты, туффиты, подушечные и массивные лавы, их брекчии. Мощность 150-500м.

Титон: известняки и сильно известковые песчаники, гравелиты, изредка доломиты. Мощность 40-300м.

Известняки являются отчетливо преобладающей осадочной породой верхнеюрского разреза Мартунинского синклинория, а их максимально устойчивое пространственное развитие при мощности до 300м в большей мере присуще титонскому веку. В основу проведенного подразделения известняков принята классификация М.С.Швецова [3] с некоторыми изменениями, отражающими местные условия карбонатной седиментации.

Стустковые известняки. В обнажении это массивные или толстослоистые породы с неравномерно проявленным мелко-тонкокомковатым, реже крупнозернисто-вулгарчатым строением. В их составе преобладает водорослевый компонент (65-75%), представленный следующими разностями:

-округлыми стустками (0,1-0,25мм), в которых на фоне общего микрокомковатого строения видны внутренние каналы и посветления, а также многочисленные кальцисферы диаметром 0,08-0,16мм.

-обрывками синезеленых водорослей, близких к роду *Ortonella* и трубчатыми срезами дорослей *Saueixia sp.*

-зелеными сифониковыми водорослями (дазикладациями<sup>1</sup>) в виде палочкообразных и пчатых образований;

-водорослевыми желваками типа микроонколитов.

Остальной компонент известняков (25-35%) представлен разнообразным раковинным тритом, в значительной мере испытавшим водорослевую грануляцию, пеллетовым материалом редкими оолитами.

Стуцково-детритовые известняки. Отличаются от предыдущего типа возрастом (до 40%) органогенного детрита (криноидеи, морские ежи, кораллы, пелециподы, браминиферы, меньше остракоды, мшанки), подвергнутого интенсивной водорослевой работе — сверлению, а также частичной дезинтеграции раковинного материала и его валокливанию водорослевыми нитями. Цементом служит тонкодетритовый (шламовый) материал (8-20%).

Стуцково-пеллоидные известняки состоят смесью двух главных компонентов, развитых в близких соотношениях. Первый представлен сплстением темных водорослевых стуцков с гльцисферами, трубчатыми телами водорослей, онкоидами и дазикладациями. Вторым компонентом состоит из темных телец округлой и цилиндрической формы (0,04-0,12мм), обогащенных микро-криптокристаллическим кальцитом и являющихся продуктом переработки известкового осадка илоядными организмами. С этими же карбонатными накоплениями ассоциируют небольшие (0,6-2,8м) и пространственно выдержанные слои собственно пеллоидных (органогенных) известняков, которые на 70-75% сложены комочками микрозернистого гльцита. Среди них присутствуют цилиндрические копролиты (0,1-0,5мм) с симметрично расположенными светлыми точками. Предполагается, что такие образования являются скалиями ракообразных [5]. В шлифах определяются также полые раковинки двустворок, полные мелкими копролитами (рис.2).

Все три разновидности описанных известняков, имеющие генетическую близость, связаны палеоцеходами по разрезу и в латеральном направлении. При максимальном площадном развитии они слагают пачки мощностью от 12-15м до 35-40м, а в суммарном выражении являются ведущим членом верхнеюрского карбонатного парагенеза М<sub>2</sub> инклинория. Этот же тип карбонатных накоплений широко представлен в верхней юре северо-восточной части Армении и в Сюникской области [6].

Частично водорослевую природу, вероятно, имеют микрокомковатые известняки, обогащенные мельчайшими (0,01-0,05мм) однородными комочками микро-криптозернистого гльцита с подчиненным (7-15%) количеством микроонколитов и тонкоцерефертого раковинного материала.

Биогермные известняки. Судя по полевой диагностике и изучению в пришлифовках в составе карбонатных накоплений кимериджа-титова присутствуют небольшие органогенные острожки типа биостеллов и биостромов, сложенные кораллами, известковыми породообразующими губками с обилием обрастающих синезеленых водорослей. Высота их составляет 3,5-6м, длина до 150-200м. В связи со значительной перекристаллизацией и астичной доломитизацией построек, затрудняющей их диагностику, можно предполагать, что осланные масштабы их развития несколько выше определенных.

Органогенно-детритовые известняки. Обильно развиты в верхней юре Мартунинского инклинория и слагают пространственно выдержанные пачки мощностью от 7-10 до 50-60м. По

<sup>1</sup>Дазикладации (*Dasycladaceae*) принадлежат к зеленым водорослям, инкрустирующим свои тела кальцитом. Их присутствие в осадках указывает на отчетливое мелководье, а потребность в солнечном освещении вынуждает их оселяться на участках с чистой водой. Это теплолюбивые формы, чувствительные к колебаниям температуры. Их современные формы живут при среднегодовой температуре 20°C и выше [4].

величине обломков в их составе обособляются две разновидности: крупнодетритовые и мелкодетритовые (шламовые). Преобладают первые, которые обильно представлены на Шупинском плато и в Саркисашенской полосе. По таксономическому составу детрита среди них выделены следующие разновидности.

а) Полидетритовые известняки. Сложены фрагментами (0,5-1,6мм) криноидей, морских ежей, кораллов, известковых губок, реже мшанок, брахопод, гастропод и пелеципод.

б) Кривоидные известняки. Узнаются по крупности детрита, красновато-розовому оттенку и характерному сверкающему излому. В шлифах видно, что порода сложена члениками криноидей размерами 0,25 до 3мм, которые частично раскристаллизованы с постепенным превращением в монокристаллы с реликтами сетчатого строения. В небольшом количестве (5-10%) присутствуют обломки иных иглокожих и кораллов. По мере возрастания последних порода переходит в разряд кривоидно-полидетритовых известняков, также развитых по площади.

в) Эхинодерматовые известняки. Макроскопически близки к кривоидному типу, с которым связаны латеральными переходами. И лишь в шлифах определяется значительное развитие обломков морских ежей (участками преобладают) и криноидей. Первые главным образом представлены обломками щитков и иглами, вторые – члениками.

г) Спиккулово-полидетритовые известняки. В обнажениях выделяются зеленовато-серой окраской и повышенной крепостью. Они слагаются разнообразным органомленным детритом (60-70%), кремневыми спиккулами (до 25%) и известковым цементом. Размеры спиккул варьируют в широких пределах: диаметр – 0,04-0,1мм, длина – 0,2-0,85мм. Сложены они микро-мелкозернистым халцедоном, участками раскристаллизованным в кварц. Примечательно развитие диагенетического замещения первоначально кремневых спиккул кальцитом, сопровождаемого выносом кремнезема и формированием в известняках кремнистых конкреций и желваков. С особой интенсивностью это явление развито в спонголитах (спиккулы  $\geq 50\%$ ), которые развиты в известняках титона (юго-западная часть Шупинского плато, окрестности сел Саркисашен и Чакури) в виде малоомощных (0,35-0,80м) слоев с кремнями.

Мелкодетритовые (шламовые) известняки. Слагаются преимущественно тонкоперетертым раковинным материалом (0,01-0,06мм), в котором групповой состав организмов не поддается определению. И лишь в отдельных крупных обломках распознаются признаки, свойственные криноидеям, кораллам, остракодам, пелециподам, морским ежам. В обнажениях это слоистые породы мощностью от 1,5-2м до 6-7м.

Оолитовые известняки. Характеризуются отчетливой слоистостью и нередко распознаются в обнажении по равномерно выраженному мелко-комковатому строению. Сложены они преимущественно ооидами величиной 0,08-0,5мм, а в отдельных случаях, как в оолитовых грейвстонах, их размеры достигают 2,5-3мм. Форма оолитов округлая, иногда слегка сплюснутая и всецело определяется формой ядер. Последние сложены комочками карбонатного ила, мелкими фораминиферами, скатанными фрагментами раковин, изредка мелкими песчинками вулканических пород. Концентрическое строение выражается развитием 3-4 кальцитовых оболочек, зачаточные оолиты редки. Цементом служит тонкозернистый карбонатный ил, участками раскристаллизованный в полупрозрачный кальцит. Оолитовые известняки значительно развиты по всему верхнеюрскому разрезу Мартунинского синклинория, в котором слагают пачки мощностью от нескольких до 8-10м. Особо обильно они развивались в титоне – окрестности с.Саркисашен, с.Чакури, Азохский участок и др. На этих же площадях развиты своеобразные накопления, состоящие из смеси крупных оолитов с раковинным окатаннозернистым материалом (гастроподы, остракоды, фораминиферы, губки) песчаных и гравийных размеров. По существу они близки к понятию “Бичрок”, т.е. пляжным известнякам.

Доломиты. На изученной территории редки, а доломитизированные известняки, которые встречаются на нескольких уровнях кимериджа-титона, не имеют площадного развития (табл.). Согласно диагностическим признакам [7], доломитизация известняков здесь протекала по-

разному и контролировалась условиями седиментации, катагенеза и умеренного динамометаморфизма. С этих позиций определены следующие три этапа (типа) доломитизации.

а) Раннедиагенетический этап, при котором имело место замещение известковых осадков по общей схеме  $Mg+2CaCO_3 \rightarrow CaCO_3 \cdot MgCO_3 + Ca$ . Этому способствовала жизнедеятельность водорослей в связи с фотосинтезом и увеличением  $pH$  иловых растворов. И в этой связи отметим разную восприимчивость органических илов к раннедиагенетической доломитизации. В частности установлено, что верхнеюрские кораллы, синезеленые водоросли и гастроподы ряде участков Малого Кавказа легче замещаются доломитом, чем криноидеи, морские ежи и остракоды [6]. Доломитизация могла продолжаться в связи с сохранением в слегка уплотненных карбонатных накоплениях реликтовых вод, которые по мере погружения осадков осуществляли доломитизацию. В микроструктурном отношении диагенетическая доломитизация проста: одна-две фазы замещения, без других новообразований. Вероятно, к этому типу принадлежат известковые доломиты титона (20м) развитые к северо-востоку от изученной полосы в окрестностях села Сос [8].

б) Катагенетический этап, выраженный в развитии небольших кремневых и желтоватых пятен доломита по сутурным швам, стилолитам и порам. Проявлен как в развитии разрозненных ромбоэдров простого и зонарного строения, так цепочкообразных агрегатов (окрестности сел Сарушен и Саркисашен).

в) Структурно-контролируемый этап с проявлением Т-доломитизации [9,10] проявлен в обширной приразломной полосе у с.Цакури и представлен следующими морфологическими разновидностями – трещиной с формированием прожилков доломита толщиной до 1,5-2см, пятнистой с замещением небольших участков пласта или блока известняка с сохранением реликтов последнего в виде серых пятен на фоне желтовато-бурого новообразованного доломита. Отчетливо выражены и микроструктурные особенности Т-доломитов: крупные размеры новообразованных ромбоэдров (до 5-6мм), отчетливое зонарное строение с переходами к мозаичным и кокардовым микроструктурам, развитие оболочек лимонита и как следствие - повышенное содержание  $Fe_2O_3$ .

Содержание минерального нерастворимого остатка карбонатных пород в целом невысокое и колеблется в пределах 0,6-5% и лишь в отдельных небольших интервалах разреза увеличивается до 15-20% и более, вплоть до перехода в гравийно-песчаные разности. Изучение в шлифах и минеральный анализ показывают развитие двух обломочных ассоциаций:

1. Вулкано-терригенной примеси, связанной с основными-средними вулканитами – чаще андезито-базальтами, андезитами, а также андезито-дацитами. Ее конкретным выражением является следующий ряд минералов тяжелой фракции: авигит, гинерстен, диопсид, реже роговая обманка, магнетит, ильменит. В легкой фракции отчетливо преобладают вулканическое стекло, хлориты, халцедон. Показательно неравномерное, а участками повышенное содержание плагиоклазов. Развитие приведенной ассоциации минералов связано как с размывом потоков полупещного и компактного строения, так и поступлением в карбонатные осадки титроидного материала из сопредельных зон с проявлениями эксплозивного вулканизма.

2. Чисто терригенной ассоциации, связанной с размывом среднеюрских риолитов (кварцевых порфиров), риолито-дацитов и близких по составу вулканитов. Об этом свидетельствует развитие в известняках хорошо окатанных песчинок и гравия этих же пород.

Условия осадкообразования. Изучение природы геосинклинального карбонатонакопления мезозоя Западного и Центрального Средиземноморья и ряда районов Атлантики дало возможность И. В. Хворовой [11] подчеркнуть два важных обстоятельства: климатическую обстановку и пространственное размещение относительно крупных структурных зон земной коры. Анализ седиментационных признаков карбонатных накоплений с учетом их площадного развития позволяет осмыслить палеогеографическую обстановку кимериджа-титона Мартуванского синклинория. Непрерывная карбонатная седиментация со значительной скоростью осадкообразования здесь имела место в условиях отчетливого морского мелководья

с колебаниями глубин от 10-15 м до нескольких десятков метров, максимум 100-140 м. В этой обстановке широкое развитие получили водорослевые накопления с примесью детритового и копрогенного материала, а также разнообразные биокластиты, раковинные пески, покрытые оболочками грануляция, и оолиты. Известковые организмы служили основным материалом карбонатных илов, что имело место после отмирания и разложения бентоса, представленного морскими лилиями, морскими ежами и другими иглокожими, кораллами, губками, моллюсками, фораминиферами, мшанками. Донные организмы оказывали существенное влияние на механизм карбонатакопления путем сверления и разламывания раковин и панцирей, превращения ила в сгустки и копролиты, а также склеивания тонких карбонатных частиц. Хомогенное осаждение становилось весьма ощутимым в отдельные интервалы времени, когда по мере насыщения вод  $CaCO_3$  в связи с их прогревом и ослаблением волноприбойной деятельности происходило массовое выпадение оолитов. Это явление фиксирует периодические обмеления бассейна, которые весьма отчетливо проявились в титоне (середины — верхней части разреза). Таким образом, область седиментации представляла собой пельф мелководного бассейна с хорошим прогревом вод и проникновением света, определяющих высокую биологическую продуктивность. В этих условиях имели место проявления субаквального вулканизма, приведшие к некоторому обогащению карбонатных накоплений вулканокластическим и вулкано-терригенным материалом.

Региональные сопоставления с соседними участками Сомхето-Карабахской зоны подтверждают литологическую специфику Мартунинской полосы. К юго-западу в пределах Капанского блока мощности верхнеюрских образований возрастают до 1400-2300 м при отчетливом преобладании вулканического и вулканогенно-обломочного материала и в целом подчиненной роли карбонатных накоплений [12]. Исключения составляют несколько участков кровли, включая массив г.Танасар, в котором мощность известняков титона-среднего валаджина достигает 400 м [6,13]. В их составе значительно развиты водорослевые, оолитовые, органически-детритовые разности, а также маломощные кораллово-губковые биогермы и коралловые банки. Участками в них проявлена диagenетическая доломитизация, которая останавливается на полпути, изредка образуя доломит [6]. А в полосе Хуступ-Гиратахского разлома в известняках развита Т-доломитизация [10,12].

К северо-западу в междуречье Дзегам и Тартар в оксфорде-титоне сохраняется общая тенденция развития Сомхето-Карабахской зоны — сочетание мелководного карбонатакопления и вулканических процессов [14]. По мере возрастания последних, наряду с потоками преимущественно основного-среднего состава накапливались толщи разнообразных по гранулометрии вулканогенно-обломочных образований, гравийных и псаммитовых туфов, вулканомиктовых песчаников. Здесь же фиксируется возрастание мощностей доломитов до нескольких десятков метров, а в массиве г. Кязаз (Алхарак) до 90 м. Заметно также развитие биогермов. Самым примечательным является обособление в пределах Агджакендского синклинального прогиба осолоненных лагун, в которых осаждались гипсы с суммарной мощностью 80-100 м [14]. Таким образом на этом участке Сомхето-Карабахской зоны верхнеюрская аридизация достигала сульфатной стадии развития.

Постседиментационные изменения. Результаты литологических исследований в сочетании с общегеологическими изысканиями позволяют охарактеризовать следующий комплекс постседиментационных преобразований карбонатных пород Мартунинского синклинория [21].

Диagenез: а) преимущественно умеренная доломитизация карбонатных илов в связи с их взаимодействием с надлонной водой;

в) окремнение, связанное с растворением и дальнейшим перераспределением кремнезема в спикуловых известняках и спонголитах с формированием конкреций.

Катагенез: перекристаллизация, вторичная доломитизация, окремнение, полосчатая лимонитизация, редко — огипсование.

Динамометаморфизм и низкотемпературные гидротермальные преобразования: стилолитизация, перекристаллизация, окварцевание, Т-доломитизация; гидротермальное растворение и формирование кальцитовых жил и пгнокверков, содержащих кристаллы исландского шпата и крупноблочного кальцита, изредка точечная малахитизация.

Гипергенез: выветривание, растворение и выщелачивание карбонатного материала, развитие поверхностного (карры, ниши) и подземного (исщеры, провалы) карста.

Несмотря на разнообразие постседиментационных изменений в целом карбонатные породы хорошо сохраняют седиментационные признаки, что связано с локальным проявлением большинства преобразований и их приуроченностью к зонам тектонических нарушений, как это наблюдается в окрестностях сел Саркисашен, Зарданашен, Цакури, Азох и на других участках. Карстообразование же интенсивно проявлено в окрестностях Шушинского плато (г.Шуши и оба борта долины р.Варацда) и в юго-восточной части изученной территории у с.Азох. На значительному развитию карста здесь способствовало сочетание трещинной (преимущественно тектонической) и пористой проницаемости в известковых толщах.

Неметаллические полезные ископаемые. С развитием катагенеза, динамометаморфизма и низкотемпературных гидротермальных преобразований известняков в Мартунинском синклинии связано формирование месторождений мраморизованных известняков и исландского шпата.

Исходным материалом для мраморизованных известняков (Шошкое и другие месторождения) служили средне-крупнозернистые разновидности органогенно-детритовых и других известняков. В результате наложения катагенеза и стрессовых усилий порода приобретает однородность по зернистости и частично – расцветке, а после полировки – декоративные качества. Благодаря комплексу других благоприятных свойств (малая трещиноватость, слабое развитие примесей, большой выход годных блоков) и горно-технических условий в недавнем прошлом мраморизованные известняки разрабатывались в качестве облицовочного и декоративного материала, пользуясь широким спросом во многих регионах бывшего СССР, включая Белоруссию, Прибалтику и Ленинград.

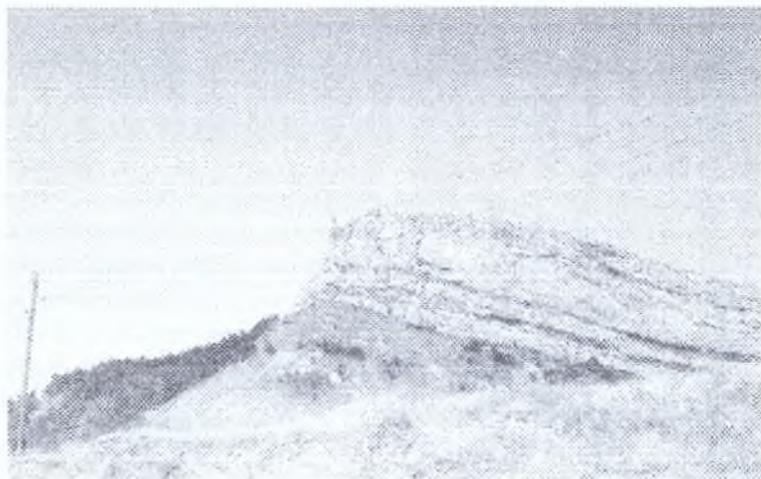
Исландский шпат представлен двумя кальцитопосными полями (месторождениями), развитыми преимущественно в известняках титона: Саркисашенским и Цакурским [16,17].

Саркисашенское поле расположено в обширном пространстве – от южных окраинностей с.Сарупен до с.Саркисашен (бассейн среднего течения р.Варацда). В общем плане оно представляет собой моноклиналь с преимущественным падением слоев на запад, юго-запад под углами 12–25°, реже 30° и более. В ее пределах развит ряд мелких асимметричных складок, в том числе антиклиналей северо-западного направления. Такое строение слегка осложнено несколькими разломами северо-западного и широтного направлений – сьросами и взросами с амплитудами смещения от 30–50 до 120 м, как это имело место по северо-восточной оконечности Саркисашенского поля. В приразломных участках и оперяющих трещинах фиксируются зоны смятия и дробления известняков, в которых динамометаморфизм сопровождается формированием кальцитовых жил, пгнокверков и полостей гидротермального растворения, содержащих кристаллы исландского шпата. По северо-восточной периферии шпатоносного поля развит интрузивный выход дворит-порфиритов, а к юго-западу у с.Зарданашен – габбро-диабазов.

А в шпатоносном поле Цакури, расположенном к югу от Саркисашенской полосы, весьма отчетливо фиксируются зоны смятия и дробления северо-восточного простирания, связанные с сьросовой тектоникой. Непосредственно в полосе минерализации карбонатные слои падают под углами 30–45°, изредка 55°, тогда как по мере удаления от нее они выволаживаются до 15–25°. Здесь же вмещающие известняки заметно преобразованы с развитием остаточной желтоватобурой глинистой массы, жирной на ощупь. Кроме того, в них проявлены мраморизация, стилолитизация, полосчатая лимонитизация, гематитизация, Т-доломитизация, слабая точечная малахитизация и гидротермальная закарстованность. В этой же неравномерно преобразованной

массе развиты прозрачные и полупрозрачные кристаллы шпата, а в трещинах и подостях-кальцитовые жилы и штокверки крупноблочного кальцита. В последних размеры кристаллов варьируют в пределах от нескольких до 20-25 см по длинной оси, но в большинстве случаев крупные разности представлены непрозрачными дымчато-серыми или молочно-белыми кристаллами.

Резюмируя данные по шпатоносности Саркисацкского и Цакурского полей, отметим, что они оба относятся к мономинеральному кальцитовому типу и развиты в разной степени дислоцированных карбонатных толщах — преимущественно в зонах повышенной проницаемости. Что касается поисковых критериев, закономерностей локализации и перспектив освоения минерализации исландского шпата, то этот вопрос требует специального обсуждения.



*Рис. 1. Верхнегорские известняки на подступах к Шупинскому плато*



*Рис. 2. Слабо доломитизированный мелкодисперсный известняк. Шлиф, увел. 35 раз*