

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Каспийское море — один из бассейнов Средиземноморского пояса, который в пределах Советского Союза представлен Черным, Азовским, Каспийским и Аральским морями. Этот бессточный водоем с геологической точки зрения представляет собой реликт Тетиса и Восточного Паратетиса — гигантских морских бассейнов широтного простирания, никогда опоясывающих Евразию; их осадки широко распространены в палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложениях этого региона.

Образование Каспийского моря можно представить себе как результат сокращения площади морских водоемов за счет поднятий суши, связанных с альпийской орогенией. Важнейшими этапами этого процесса являлись геологические события раннего олигоцена, конца миоцена и плиоцена.

В раннем олигоцене поднятия в пределах Понтийской геоантиклинали и на Балканах привели к нарушению связи между Средиземным и Черноморско-Каспийским палеоводоемами.

В конце миоцена разрастание Кавказского острова и его причленение к Малоазиатской суше наметило разделение каспийской и черноморской ветвей морских бассейнов.

Наконец, появление суши севернее Кавказского острова, на площади Ставропольского поднятия, окончательно изолировало Каспийское море от Черного. С момента разобщения тектонические движения, деятельность рек, испарение, элизионные явления, подземный сток многократно меняли глубину, размеры, соленость, биологическую деятельность и специфику осадконакопления в Каспийском море.

Современный Каспий занимает глубокую материковую депрессию. Площадь его  $378\ 400\ \text{км}^2$ ; в меридиональном направлении он вытянут почти на 1030 км, тогда как ширина его колеблется в пределах 196—433 км.

Каспийское море представляет собой весьма сложный природный объект, в жизни которого переплетены геологические, географо-климатические, биологические, физико-химические и другие факторы. Исследование Каспийского моря как природной лаборатории может дать очень много для понимания разнообразных природных процессов и развития народного хозяйства, однако такое исследование должно быть комплексным, должно осуществляться на грани многих наук, использовать арсенал различных методов, принимать во внимание достижения в смежных областях.

К сожалению, такой всесторонний подход в изучении Каспийского моря в значительной мере подменяется простыми коллективными наблюдениями, выполненными специалистами разного профиля. Может быть именно поэтому геологическая жизнь Каспия все еще изобилует загадками. Так, до сих пор остаются не совсем ясными причины, вызывающие многолетние колебания его уровня, очень слабо исследована гидродинамика подземных вод, плохо освещена роль грязевого вулканизма в процессах накопления современных осадочных образований, почти не реконструирована история питания этого водоема с востока, со стороны таинственного Узбоя, только-только начинают в полном объеме вырисовываться перспективы его нефтеносности и газоносности, отсутствуют геологические данные о строении его осадочного чехла, весьма отрывочны сведения о влиянии народнохозяйственной деятельности человека на состав и объем водной массы и осадков Каспия.

В предлагаемой вниманию читателей книге авторы не ставили цели заполнить все эти пробелы в познании жизни Каспийского моря. Задача заключалась главным образом в том, чтобы нарисовать общую картину современной седиментации или осадконакопления и рассмотреть важнейшие факторы, определяющие эти современные морские процессы.

Водосборный бассейн Каспийского моря имеет площадь 3,5 млн км<sup>2</sup> и расположен на территории СССР (90%), Ирана и Турции (10%). Отношение площади акватории к площади водосбора в нем равно примерно 1:10, что свидетельствует об очень большой роли суши в питании моря осадочным материалом.

В геологическом отношении вся площадь водосбора содержит четыре различных элемента — Уральскую горную систему, Русскую платформу, горные сооружения Большого Кавказа и Малый Кавказ.

Уральская складчатая область представляет собой весьма гетерогенную питающую провинцию, наиболее характерной чертой которой является широкое развитие гипербазитовых поясов — субмеридиональных целочек крупных массивов габбро, перidotитов, дунитов и пироксенитов. С этими интрузиями пространственно связана титано-железо-ванадиевая, медно-сульфидная, золото-платиновая, хромитовая и апатитовая минерализация. Иначе говоря, с геохимической точки зрения, северо-восточная часть водосбора Каспийского моря является мощным поставщиком Ti, V, Fe, Cu, Au, Pt, Cr и других элементов ряда протокристаллизации. Среди кор выветривания и почв Уральского региона широко распространены серпентиниты и монтмориллониты. Уральская часть водосбора дrenируется Уралом, Эмбой и левыми притоками Волги.

Русская платаформа занимает северо-западную часть водосбора. В строении этого региона большую роль играют карбонатно-галогенные и терригенно-глинистые образования. Можно считать, что реки, эродирующие Русскую равнину (Волга и ее притоки), переносят большие массы карбонатного материала; среди глинистых взвесей преобладает гидрослюдя. Характерной особенностью этой части водосбора является формирование здесь чрезвычайно специфической ассоциации акцессорных минералов. Благодаря многократному переотложению и длительному "вызреванию" сохраняются лишь наиболее устойчивые продукты разрушения Балтийского щита — кварц, дистен, ставролит и силиманит.

Горные сооружения Большого Кавказа, эродируемые Тереком, Самуром, Сулаком и др., сложены преимущественно песчано-терригенными отложениями с небольшой долей карбонатных образований. В наиболее распространенных черносланцевых отложениях юры сосредоточены большие массы Fe (сидерит, сульфиды), W, Co, Ni, Pb; эти толщи являются также источником хлоритов, широко развитых во взвесях кавказских рек. Для региона наиболее типичны менее устойчивые минералы: лейкоксен, сфен, пироксены, амфиболы, андалузит, слюды, хлоритоид, эпидот, хромшипелиды, апатит.

Регион Малого Кавказа расположен в юго-западной части водосборной площади моря. В его строении очень большую роль играют основные и средние эфузивы, среди которых встречаются интрузии оphiолитовых поясов. В металлогеническом отношении этот регион сходен с Уралом; преобладают рудопроявления хромитов, титаномагнетитов и медных колчеданов. Отличие заключается в том, что на территории Армении наряду с концентрациями элементов ряда протокристаллизации известны также скопления Pb, Zn, Hg, Sb, As, Mo и ряда других халькофильных металлов.

Горные сооружения Малого Кавказа могут, по-видимому, поставлять в Каспийское море наряду с устойчивыми минералами основных пород, таких, как хлорит и хром-пикрит, неустойчивые образования — роговые обманки, пироксены и амфиболы. Среди глинистых минералов распространены магнезиальные силикаты, вообще говоря, типичные для основных магматических пород различных регионов. Малый Кавказ дrenируется Курай и ее правыми притоками.

Характерная особенность Каспийского моря как бассейна седиментации — это питание за счет как гумидных, так и аридных областей; этим Каспий существенно отличается от Черного моря, почти весь водосбор которого находится в области гумидного климата.

Действительно, севернее широты Куйбышева проходит граница, отделяющая зону широколиственных и смешанных лесов от зоны луговых и злакоподобных степей (лесостепей и полупустынь); эта граница знаменует переход от гумидных условий к аридным. Собственно аридная зона полынных, солянковых, саксаульных и кустарниковых пустынь подковообразной полосой протягивается от низовий Сулака к нижнему течению Терека, отсекает 100–150-километровую полосу нижнего течения Волги, Урала, Эмбы; восточнее она, постепенно расширяясь, уходит к Аравскому морю, сливаясь с пустынями Западного Казахстана и Туркмении.

На западном берегу Южного Каспия аридные обстановки, начинаясь на Ашхероне, охватывают низовья Куры и часть прилегающей к ней Прикуринской низменности. Смежные области Большого Кавказа и Закавказья принадлежат уже к гумидным, а в высокогорье — даже к ледовым условиям мобилизации осадочного материала.

Таким образом, Каспийское море почти со всех сторон окружено кольцом пустынь и полупустынь и почти все реки, впадающие в него, мобилизуют осадочный материал в областях гумидного (реже ледового) климата, но транзитно проносят его сквозь аридные зоны в конечный водоем стока.

Почти 2/3 площади Каспийского водосбора дренируются реками; только 1/3 области питания занимают бессточные впадины. Эти аридные области, особенно в восточных и северо-восточных районах, являются источником большого количества золового материала.

Наиболее крупным поставщиком воды среди рек является Волга, с которой связано почти 80% жидкого стока, вторым — Куря (6,2%), третьим — Урал (3,2%), за ними следуют Тerek и Самур (2,6–2,0%). Если оценить твердый сток рек не в его современном виде, когда большинство рек зарегулировано плотинами гидроэлектростанций и системой каналов, а в его природных соотношениях, наблюдавшихся в 30–40-е годы [Лопатин, 1952], то окажется, что поступление взвесей в этот водоем осуществляется несколько по другим законам, млн т/год: Сулак — 26,8, Тerek — 25,8, Волга — 25,7, реки Ленкорани и Ирана — 10,7, Урал — 4,1. В результате возникает четкая асимметрия в питании водоема; его западная половина получает значительно большее количество речных взвесей, чем восточная, где при благоприятных метеорологических условиях господствует поступление материала в виде аэрозолей.

Геохимическая специфика питающих провинций Каспийского водосбора в первую очередь отражается на составе легкой и тяжелой фракций песчаных осадков, отложенных в дельтах рек. Типоморфными минералами Волги являются дистен, ставролит и андалузит, тогда как наиболее типичными аксессориями Большого Кавказа (Тerek, Ак-чай) следует считать зеленые слюды (хлориты), а также доломит. В отличие от них отложения рек, эродирующих сооружения Малого Кавказа, существенно обогащены неустойчивыми пироксенами и роговыми обманками (Куря, Алазань).

Имеются основания считать, что геохимическая специфика водосбора отражается также на химическом составе взвесей различных рек. Например, хорошими индикаторами распространения основных магматических пород в размываемых областях являются Cr, Co, Ni, V, Cu, Mo. Их максимальные количества выносятся Уралом и Курой, которые эродируют питающие провинции, обогащенные гипербазитами, а минимальные — Тереком, Сулаком и Самуром, в бассейнах которых развиты осадочные породы и гранитоиды.

Изучение пелитовой фракции взвеси показало, что гидрослюд и хлорит в повышенных количествах содержат реки Кавказа (Тerek, Урух, Черек, Сулак, Койсу, Кума), тогда как в реках, текущих с Русской платформы и Урала (Волга, Урал), преобладает монтморилонитовый комплекс.

Гидродинамика и процессы осадконакопления в Каспийском море теснейшим образом связаны с его морфометрией, а последняя, в свою очередь, обусловлена особенностями геологического строения региона.

В тектоническом отношении Каспийская впадина расположена в пределах трех структур первого порядка. Северная и северо-восточная часть Северного Каспия расположена на Русской докембрийской платформе. Средний Каспий охватывает часть эпипалеозойской Скифско-Турецкой плиты, а Южно-Каспийская впадина находится в области альпийской складчатости.

В северной части на докембрийском кристаллическом фундаменте

залигает палеозойско-мезозойский осадочный чехол, сильно осложненный явлениями солевой тектоники; он слагает крупный прогиб — Прикаспийскую синеклизу, мощность осадочных отложений в которой достигает 12–15 км [Борисов, 1967].

К югу от Мангышлакского порога расположен участок Скифско-Турецкой плиты, в пределах которой на доюрских кристаллических породах залегает осадочный мезозойско-кайнозойский чехол; в районе Терско-Сулакской и Апшеронской впадин фундамент обнаруживается на глубине 10–12 км. В этой части Каспия геофизики еще устанавливают "гранитный" слой, однако по направлению к Апшеронскому порогу он, по-видимому, выклинивается [Гагельянц и др., 1958].

На большей части площади Южного Каспия "гранитный" слой, вероятно, отсутствует, и осадочные породы огромной мощности (более 24 км) ложатся непосредственно на "базальтовые" слои; таким образом, земная кора Южного Каспия по типу строения близка к океанической.

В соответствии с описанным тектоническим районированием Каспийское море отчетливо распадается на три морфологически различные впадины.

**Северный Каспий**, средняя глубина которого не превышает 6,2 м, представляет собой слабо наклоненную к югу площадку, в пределах которой прослеживаются реликты древнего рельефа и русел палеорек, захороненных водами моря (Уральская бороздина, впадина палеоВолги, Мангышлакская бороздина). В этой части моря преобладают дрейфовые течения, связанные с направлением ветра, волнения воды достигают дна, осенние бури перемещают массы взвешенного материала, а зимой в формировании осадка принимает участие лед, поскольку поверхность моря в это время промерзает на огромных площадях.

Для всей северной части Каспийского моря весьма типичен эрозионный рельеф, постепенно выравниваемый осадконакоплением; все это доказывает, что совсем недавно дно Северного Каспия представляло собой равнинную сушу.

**Средний Каспий** имеет вид глубоководной впадины; в его средней части расположена Дербентская котловина, со всех сторон окруженная узким шельфом. Максимальная ее глубина достигает 770–780 м. Так как простижение этой котловины направлено с северо-запада на юго-восток, мощное циклоническое течение сбрасывает в эту впадину-халистазу огромное количество тонкого кластического материала, смываемого с площади северных районов моря или поступающего с водами Терека, Сулака и Самура. На склонах Дербентской впадины часто встречаются следы оползней и супензионных потоков. На северном участке восточного склона прослеживаются эрозионные врезы русел и временных потоков.

**Южный Каспий** представляет собой очень сложно построенную впадину. Ее максимальная глубина 1025 м. Западный борт крут, тогда как восточный полого поднимается и переходит в широкую шельфовую площадку [Леонтьев, 1963]. Дно Южно-Каспийской впадины, а также шельфовая зона этого региона осложнена многочисленными грязевыми вулканами, а также тектоническими поднятиями, выраженными в рельефе.

Морфологические различия Северного, Среднего и Южного Каспия

сказываются и на гидродинамике водоема. Многими исследователями [Книпович, 1921; Леднев, 1943; Михалевский, 1931; Штокман, 1940] было установлено, что в целом для моря характерен циклонический круговорот воды, однако позднее было показано, что в Северном Каспии течения особенно тесно связаны с направлением ветров и сгонно-нагонными колебаниями уровня, а в Южном Каспии отчетливо обозначилось антициклоническое круговое течение.

Большое значение для понимания гидродинамики исследуемого водоема имеет явление активного конвективного перемешивания вод. В целом, этот водоем следует рассматривать как три полуизолированные системы аккумуляции осадочного вещества, среди которых Северный Каспий уподобляется мелководному вибрационному столу, с которого непрерывно смываются осадки равнинных рек, а Средний и Южный Каспий служат гигантскими остойниками, аккумулирующими более тонкий и подвижный кластический материал, поступающий со стороны платформы, и грубый материал, приносимый реками Кавказа.

Воды Каспия заметно обогащены сульфатами и особенно сульфатом Mg. Характерен также очень высокий щелочной резерв, достигающий 3,16–3,5 мг-экв, и повышенное значение pH, равное 8,3–8,4.

Соленость Каспийского моря обычно меняется также в зависимости от его морфологического районирования. Вблизи дельты Волги она достигает минимальных значений; для всего Северного Каспия она составляет в среднем 2,2%, причем в западной его части она равна 1,8, а в восточной – 3,2% [Иванова, 1953]. В Среднем и особенно Южном Каспии поверхностная соленость заметно возрастает, достигая самых высоких значений у берегов Челекена и в Красноводском заливе (13–13,4%). Такое повышение поверхностной солености связано с высоким испарением вод в местностях с сухим и жарким климатом. В глубоких впадинах Среднего и Южного Каспия соленость обычно несколько превышает поверхностную.

Биологический мир Каспийского моря разнообразен и богат. Главным продуцентом является фитопланктон; он представлен в водоеме 285 видами. Согласно данным В.Г. Дацко [1959], суммарная продукция биоса в Каспийском море составляет 314 млн т сухого веса в год. Однако благодаря минерализации органического вещества и разбавлению его терригенным и карбонатным материалом осадки моря относительно бедны органикой и в этом несомненно уступают осадкам Черного моря.

Характерной особенностью Южного Каспия и прилегающих к нему областей Азербайджана и Туркмении является интенсивная грязевулканическая деятельность. Например, в Азербайджане [Горин, Буният-заде, 1971], в пределах треугольника, ограниченного г. Шемаха, о-вом Нефтяные Камни и подводной банкой Куринский Камень, сосредоточено около 200 грязевулканических очагов; многие из них поражают своими крупными размерами. В пределах акватории Южного Каспия выявлено около 136 подводных грязевых вулканов. Многие из них четко выражаются в рельфе дна моря и образуют щитообразные возвышенности. Наконец, на территории Западной Туркмении, в районе городов Челекен, Небит-Даг и Гасан-Кули находятся еще около 50 наземных вулканов, часть из которых функционировала в недалеком прошлом,

Пространственное положение грязевых вулканов тесно связано с мощностью осадочного чехла; эти образования часто приурочены к площадям с максимальными мощностями осадочных отложений. Они очень часто контролируются также простиранием крупных разломов или расположением крупных антиклинальных поднятий. Так, разлом, ограничивающий Апшеронский порог и трассированный геофизическими методами от п-ова Челекен до о-ва Нефтяные Камни и далее, отлично фиксируется цепочкой грязевых вулканов. Стратиграфический диапазон действия каждой группы грязевых вулканов различен; их "корни", или максимальные глубины, с которых поднимаются на дневную поверхность грязевые потоки и обломки горных пород, обычно располагаются на разных глубинах. Характерно также, что проявления грязевого вулканизма пространственно обычно бывают связаны с крупными нефтяными и газовыми месторождениями и отчетливо тяготеют к зонам аномально высоких пластовых давлений.

Все перечисленные особенности этого своеобразного явления позволили высказать гипотезу о том, что грязевой вулканизм представляет собой результат прорыва флюидов, разжижающих осадочные породы, из глубины на дневную поверхность; формирование грязебрекций является следствием развития дегидратации в осадочных толщах элизионных бассейнов [Холодов, 1987]. Важно, что в момент извержения грязевые вулканы выбрасывают в зону осадконакопления колоссальные количества грязебрекций, газов и вод.

Очевидно, что грязевулканическую деятельность на дне Южного Каспия наряду с привносом, золовыми процессами, абразией берегов и жизнедеятельностью организмов следует рассматривать как важнейший источник поставки осадочного материала на дно.

В большинстве случаев только грубый материал, поступающий из различных источников в воду Каспийского моря, быстро и транзитно осаждается на дно; более тонкий материал относительно долго находится "на плаву" и пополняет морские взвеси.

Изучение взвеси Каспийского моря показывает, что ее окраска и состав существенно варьируют. Для западных частей водоема характерна коричневая окраска взвесей, что определяется преобладанием здесь тонких глинистых частиц, поступающих в море с речным стоком. Для восточного шельфа и прилегающих участков глубоководных котловин типична серая или буровато-серая окраска, обусловленная примесью хемогенного кальцита.

Основная масса взвеси в Каспийском море сложена пелитовыми частицами; только в приустьевых участках рек и в зоне взмучивания к глинистым частицам примешиваются частицы песчаной и алевритовой размерности. На восточном шельфе Среднего и Южного Каспия в составе взвесей у берега преобладают обломки алевритовой размерности; их присутствие отражает абразию берегов и золовую деятельность на плоскости прилегающих пустынь.

Минеральная часть взвеси обычно состоит из субколлоидных и глинистых минералов, хемогенного и терригенного кальцита, зерен кварца, полевого шпата, обломков горных пород, слюд и минералов тяжелой фракции.

Наряду с минеральными составляющими в составе взвеси значительную роль играет органическое вещество, находящееся на разных стадиях биохимического разложения — от аллохтонного дегрита, представленного фрагментами тканей высших растений и водорослей, остатков зоопланктона и бактерий, вплоть до разнообразных органоминеральных сгустков, полностью утративших свою первичную структуру. Основная масса органического вещества во взвеси Каспия представлена остатками фитопланктона; она несомненно автохтонна.

Обычно фитопланктон сосредоточен в верхней пленке воды, на поверхности моря. Средняя биомасса фитопланктона в 30-х годах колебалась от 200 до 3000 мг/м<sup>3</sup>; в последнее время в связи с зарегулированностью рек продуктивность и биомасса планктона заметно сократилась.

Обилие свежего дегрита наблюдается в Северном Каспии и в продуцирующем слое щельфа Среднего Каспия. Органическое вещество взвеси Южного и центральной части Среднего Каспия представлено сильно измененными фрагментами водорослей. В районах, прилегающих к устью рек, во взвеси заметно возрастает количество растительного дегрита аллохтонного генезиса.

Количество органического вещества во взвеси Каспийского моря подвержено сезонным колебаниям; увеличение количества растительных остатков и уменьшение минеральной составляющей во взвесях обычно осуществляется в летний период. В глубоких частях водоема отмечается минерализация органических остатков; в придонных слоях редко можно встретить органические остатки хорошей сохранности.

Обычным компонентом взвеси Каспийского моря являются карбонаты Ca и Mg; они присутствуют здесь в трех морфологических разновидностях — изометрические зерна размером менее 0,001 мм, игольчатые удлиненные кристаллы размером от 0,01 до 0,02 мм и лепешковидные образования алевритовой размерности. Две первые разновидности имеют, по-видимому, хемогенное происхождение, третья — терригенно-обломочное.

В Северном Каспии после сильных штормов, кроме перечисленных выше форм, встречаются мелкие обломки карбонатной ракушки, а в дельтах Волги и Урала местами распространены карбонатно-глинистые агрегаты — результат коагуляции в зоне смещения речных и морских вод.

Общее содержание карбонатов во взвеси колеблется от 1,16 до 90%; оно подвержено сезонным колебаниям. Максимальные количества карбонатного материала во взвеси установлены в летние месяцы; он представлен игольчатыми кристаллами, отчетливо тяготеющими к восточному мелководью и глубоководным впадинам.

Природные условия Каспия позволяют существовать во взвешенном состоянии не только карбонатам, принесенным речными водами и золовой пылью, но и карбонатам, образованным хемогенным путем. Образование хемогенного карбоната лучше всего осуществляется в зонах смещения речных и морских вод, а также на открытом мелководье аридных областей.

По особенностям пространственного размещения материала, взвешенного в водах Каспийского моря, в нем выделяются четыре области: Северный Каспий, западный и восточный щельфы и глубоководные впадины.

В Северном Каспии поведение взвеси полностью обусловлено речным стоком; во время весеннего паводка максимальное количество терригенного взвешенного материала зафиксировано в устье Волги и Урала. Летом общее количество взвеси в водах этого региона уменьшается, но в связи с бурным развитием фитопланктона возрастает роль органической составляющей. Осенью усиленный приток речных взвесей в устье Волги и Терека, а также частые штормы снова благоприятствуют широкому развитию морской терригенной взвеси в придонных слоях воды, тогда как содержание биогенных компонентов снова уменьшается.

Вдольбереговые течения выносят с территории Северного Каспия в Средний ежегодно около 13 млн т морской взвеси; кроме того, огромное количество взвешенного терригенного материала поступает на западный щельф Среднего Каспия в результате деятельности рек, эродирующих Кавказ. Так, по данным А.С. Пахомовой и Б.М. Затучной [1966], взвешенный сток Куры до ее зарегулирования достигал 37 млн т/год. По более поздним данным Терек выносит взвеси 11, Самур — 4,7–13,0, Кура — 11,2–17,1 млн т/год. В результате в Среднем и Южном Каспии на западном щельфе содержание терригенной взвеси на поверхности достигает 21,2, а в придонном слое — 18,8 мг/л.

На восточном щельфе речной сток полностью отсутствует, а формирование взвесей осуществляется исключительно за счет абразии берегов, золовой деятельности и хемогенного осаждения карбонатного материала. Широкое развитие на дне ракушечников предохраняет илы восточного щельфа от взмучивания. Вследствие этого водная толща восточного щельфа по содержанию взвесей в 1,5–3 раза уступает водной толще западного щельфа. Кроме того, следует отметить, что в составе взвесей западного щельфа всегда преобладает глинистый материал, а восточного — карбонатный.

Отмеченные различия в составе и концентрации взвеси на западном и восточном щельфе постепенно сглаживаются на континентальном склоне при увеличении глубин. Здесь достигается гомогенность взвешенного материала, хотя в самых глубоководных районах, на ряде участков Южно-Каспийской и Дербентской котловин намечаются по взвеси отдельные аномалии, достигающие 15 мг/л; они могут быть обусловлены как образованием подводных оползней и супензионных потоков, так и деятельностью грязевых вулканов. Следует также подчеркнуть некоторое повышение содержания взвеси в слое температурного скачка, особенно типичное для глубоководных впадин.

В целом в пределах Северного Каспия почти повсеместно отмечается высокое содержание взвеси, тогда как в Среднем и Южном Каспии ее распределение циркумконтинентально; максимальные содержания взвеси фиксируются у берегов, минимальные — на глубине, в водной толще глубоких впадин. По вещественному составу в водах Каспийского моря выделяются три типа взвеси: терригенный, карбонатно-терригенный и органотерригенный. Их пространственные соотношения на площади водоема довольно сложны. Терригенная взвесь наиболее типична для Северного Каспия, а также для предустьевых участков и западного щельфа Среднего и Южного Каспия. Карбонатно-терригенная взвесь часто наблюдается в восточной части Северного Каспия, на восточном щельфе Среднего и

Южного Каспия и в глубоководных котловинах. Органотерригенная взвесь отличается ограниченным распространением в водах Каспийского водоема; в периоды вегетации планктона она развивается на взморье Волги, Урала, Терека, а также на свале глубин.

Любопытно, что каждый из выделенных типов взвеси в прибрежных зонах получает преимущественное развитие в определенное время года. Так, в устьях рек увеличение стока во время весеннего паводка стимулирует вначале широкое распространение терригенной взвеси, затем в связи с усиленной подачей биогенных компонентов и ослаблением привноса терригенной составляющей – развитие органотерригенной взвеси. После этого, уже в летнее время, появляется карбонатно-терригенная взвесь.

За пределами влияния речного стока, в относительно спокойных гидродинамических условиях, вегетативный период всегда сопровождается появлением органотерригенной взвеси, а последующее ослабление деятельности биоса обычно влечет за собой химическое осаждение карбоната и распространение карбонатно-терригенной взвеси. Время от времени возникающие бури и штормы нарушают эту периодичность явлений и способствуют появлению терригенной взвеси. При переходе от крайне мелководных обстановок к глубоководным периодичность развития разных типов взвеси вначале ослабевает, а затем и исчезает полностью. Современные осадки Каспийского моря образуются в тесной связи с по-ведением взвеси; среди них довольно отчетливо выделяются терригенные, биогенные, хемогенные, а также смешанные образования.

В результате обобщения гранулометрических и химических анализов среди терригенных отложений выделены следующие типы осадков: галька, гравий, пески, крупные алевриты, мелкоалевитовые и глинистые илы.

Пески – один из наиболее распространенных литологических типов донных отложений Каспия; они сплошным кольцом опоясывают акваторию водоема, причем наиболее широко представлены в северной части моря, а также на западном его щельфе. Нижняя граница распространения песков находится на глубинах от 2 до 100 м, и ее положение зависит от гидродинамического режима участка, морфологии дна и объемов поступления песчаного материала. Огромное поле песков, расположенного на сравнительно больших глубинах вдоль Мангышлакского порога, по-видимому, образовалось за счет перемыва аллювиальных мангышлакских толщ и переотложения песчаного материала в затишных участках южнее этой структуры. Пески обычно плохо отсортированы и за счет постоянного присутствия ракушнякового детрита имеют двухвершинную гранулометрическую кривую.

Крупные алевриты также широко распространены, однако они отчетливо тяготеют к дельтам рек. В Северном Каспии они встречаются на взморье Урала, в Уральской бороздине, в виде отдельных рукавов в предустьевой части Волги, в Мангышлакском и Кизлярском заливах, на западном щельфе в дельтах Самура и других малых рек. Так же как и в песках, в них преобладают кварц, полевые шпаты и глауконит; изредка встречаются карбонаты – детрит, лепешковидные образования, корки и сферолиты.

Мелкоалевитовые илы в Каспийском водоеме представлены четырьмя разновидностями [Страхов, 1954]. Первая разновидность распространена в устьях Волги, Урала, Терека, а по составу и генезису близка к крупным алевритам. Вторая разновидность развита в Уральской бороздине, в Мангышлакском и Кизлярском заливах и представлена смесью раковин моллюсков и их детрита, сцепментированной мелкоалевитовым и глинистым материалом. Третья разновидность встречается в затишных участках щельфа и отличается высоким содержанием био- и хемогенного карбоната кальция. Четвертая разновидность развита в глубоководных котловинах Среднего и Южного Каспия и отличается преобладанием мелкоалевитовой и пелитовой фракции, а также примесью игольчатого или лепешковидного кальцита.

Глинистые илы более всего распространены в Среднекаспийской (Дербентской) и Южно-Каспийской котловинах; небольшие их пятна встречаются в пределах Уральской бороздины, Мангышлакского и Красноводского заливов. В естественном состоянии эти образования окрашены в светло-серый цвет, иногда пахнут сероводородом. При высыхании окраска светлеет, и глинистый ил становится прочным. Под микроскопом ил представляет собой тонкодисперсную карбонатно-глинистую массу. Новообразования представлены фромбоидальным пиритом и игольчатым кальцитом.

Биогенные (ракушняковые) отложения особенно характерны для Северного Каспия и тяготеют к положительным элементам рельефа. На западном щельфе Среднего и Южного Каспия они образуют пятна, на восточном прослеживаются в виде сплошной полосы. В свежем состоянии ракушняки представляют собой текучежидкий осадок с обильным включением раковин моллюсков и детрита. При высыхании слабо цементируются и приобретают желтую, красную, серую или черную окраску. В качестве примеси присутствуют песок, алеврит или оолитовые стяжения.

Хемогенные осадки Каспийского моря представлены песками и карбонатно-глинистыми илами. Оолитовые пески в виде отдельных пятен широко распространены в восточной части водоема, нередко они приурочены к поднятиям. Осадок внешне напоминает крупнозернистый песок, сложенный на 80% карбонатными оолитами; остальное – раковины, их детрит или терригенный материал. Карбонатно-глинистые илы типичны для глубоководных впадин.

Три главных фактора определяют размещение различных типов осадков на дне Каспийского моря.

Циркумконтинентальное расположение фациальных типов осадков, при котором грубозернистые разности со всех сторон окружают тонкие илы глубоководных котловин-халистаз, несомненно определяется общим циклоническим направлением течений. В районе Северного Каспия оно осложняется влиянием ветров, сгонно-нагонных колебаний уровня и речного стока, а в Южном – особенностями рельефа и ветровой деятельностью. Тем не менее именно гидродинамика формирует грубую гранулометрическую отсортированность прибрежных отложений и тонкозернистость осадков в халистических участках.

Менее яркое, но отчетливое влияние на седimentацию в Каспийском море оказывает климат. Именно благодаря воздействию этого фактора осадконакопление западной части водоема осуществляется главным обра-

зом терригенным путем, тогда как на востоке терригенный седиментогенез частично подавляется хемогенными и биогенными процессами осадконакопления.

Наконец, характер осадконакопления в различных частях Каспийского моря в значительной степени определяется морфометрией и тектоническим строением района. Например, в отличие от глубоководного и поэтому относительно стабильного Среднего и Южного Каспия седиментогенез мелководного Северного Каспия чрезвычайно динамичен и быстро реагирует на региональные трансгрессии и регрессии.

Так, регрессия, начавшаяся в 30-е годы и достигшая своего максимума в 70-е годы, привела к весьма существенному увеличению ареала песков и к сокращению площадей, занятых глинистыми илами; особенно резко этот процесс проявился в Уральской бороздине и в придельтовой зоне Волги и Урала.

Изменения в площадном развитии различных типов осадков в основном обусловлены уменьшением глубин и усилением гидродинамического воздействия вод на донные осадки Северного Каспия. В результате тонкозернистый материал все интенсивнее стал выноситься в среднюю часть Каспийского моря, а его частичное осаждение в западинах типа Уральской и Мангышлакской бороздин предельно уменьшилось. Соответственно в пределах Северного Каспия усилились процессы дробления раковинного материала и образования раковинного детрита.

Фактическое исследование отложений раннехвальинского, позднехвальинского, мангышлакского и новокаспийского времени на территории Северного Каспия подтверждает, что эта часть водоема и в течение всего голоцен-четвертичного периода отличалась от остальной его части крайне неустойчивыми (динамическими) условиями седиментогенеза. Действительно, наиболее древние нижнехвальинские слои повсеместно представлены глубоководными темно-коричневыми и зелеными глинами с прослойями песков и алевролитов. К столь же глубоководным фациям принадлежат перекрывающие их верхнехвальинские отложения; они сложены зеленоватыми и голубовато-серыми известковистыми глинами с прослойями ракушечников. В это время более мелководные осадки формировались за пределами Северного Каспия и скважинами встречены не были.

В мангышлакское время на исследуемой площади встречены четыре различных фацевальных типа осадков – золовые, озерно-пойменные, озерно-лагунные и русловые. Интенсивная золовая эрозия верхнехвальинских отложений на значительных площадях исследуемого водоема привела к образованию песчаных накоплений типа "бэрсовских бугров"; их мощность возрастает с запада на восток, отражая аридизацию климата в этом направлении. Этот тип отложений обычно сложен кварц-полевошпатовыми песками, кварцевые зерна которых несут на себе следы ветрового шлихования. Озерно-пойменные фации представлены пестроцветными или желтовато-серыми мелкоалевритовыми отложениями, иногда с сильным запахом сироводорода; они образовались в понижениях рельефа в результате совместного приноса речных взвесей и тонкого золового материала. Спорадически встречаются в палеодолинах Волги и Урала, а также в северо-восточной части Северного Каспия. Озерно-лагунные фации обычно сложены зеленовато-серыми гидрослюдисто-хлоритовыми глинами со значительной при-

месью гипса, кальцита и доломита. Они характерны для северо-восточной части исследуемых площадей. Наконец, русловые фации встречены лишь в палеодельтах Эмбы и Волги; они представлены желтыми или желтова-то-зелеными кварц-глауконитовыми песками.

Вышележащие новокаспийские отложения в отличие от преимущественно континентальных мангышлакских слоев характеризуются большим распространением морских фаций. Среди них диагностируются фации преддельтовые, бороздин, прибрежно-морские, баров, шельфовые.

Палеогеографическая история Северного Каспия в плейстоцен-голоценовое время может быть представлена следующим образом.

Раннехвальинская трансгрессия привела к значительному расширению площади Северного Каспия; морские воды захватили огромные площади Прикаспийской низменности, залили долины Волги, Урала, Эмбы, а уровень моря поднялся до абсолютных отметок 47–50 м. При этом глубина водоема также сильно увеличилась и возросла до 100 м. По-видимому, развитие позднехвальинской трансгрессии происходило в условиях влажного и холодного климата, благодаря чему на прилегающей к водоему суше широкое распространение получила лесная, таежная растительность. О гумидности климата в это время свидетельствуют постоянное присутствие в нижнехвальинских слоях каолинита и галлуазита, а также низкая карбонатность осадков. Существенное увеличение водного стока рек обусловило соленость, в среднем вряд ли превышавшую 9%.

На протяжении последующего позднехвальинского времени в пределах интересующего нас региона развиваются два параллельных процесса – медленная аридизация климата, а также небольшая регрессия, трансгрессия и новая чрезвычайно широкая регрессия морского водоема, осушившая почти всю площадь Северного Каспия. Начало позднехвальинской трансгрессии ознаменовалось поднятием уровня моря до нулевой отметки или на 26–28 м выше современного. Площадь Северного Каспия была больше, чем в настоящее время, но меньше, чем в ранней хвальине. Осадконакопление происходило в условиях низкой минерализации вод; глубины, по-видимому, не превышали 50 м. Анализ фауны позволяет оценить соленость как близкую к современной.

Мангышлакская регрессия понизила уровень Каспийского моря до отметки –50 м и осушила почти всю площадь Северного Каспия. Этот процесс сопровождался усилением вреза долин Волги, Урала, Эмбы. В условиях аридного климата происходило накопление золовых отложений за счет эрозии верхней части хвальинских толщ. По мере затухания мангышлакской регрессии отмечались кратковременные и локальные поднятия, способствующие расширению палеодолин и формированию озер, стариц и лагун.

В конце мангышлакского времени наступила новая новокаспийская трансгрессия, в разгар которой уровень моря был на 7–8 м выше современного, а климат становился все более влажным. Похолодание и увлажнение климата на водосборах Каспийского моря обусловило поступление большого объема речных вод и взвешенного терригенного материала. То обстоятельство, что площадь Северного Каспия была близка к современной, вызвало большое разнообразие фацевальных обстановок в мангышлакском палеоводоеме. Характерно, что в тот же отрезок времени осадко-

накопление в Среднем и Южном Каспии несомненно оставалось более стабильным.

Закономерности распределения глинистых минералов в современных осадках Каспийского моря отличаются рядом особенностей; среди них установлены гидрослюды, смешанослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит, возможно гидрослюда-хлорит, монтмориллонит, хлорит, каолинит, галлуазит и пальгогорскит.

Гидрослюда представлена диоктаэдрическими разностями 2M и 1M с преобладанием двухслойной модификации; обычно она характеризуется высокой степенью гидратации. Содержание гидрослюды находится обычно в пределах 55–70%; только в преддельтовых областях Волги, Урала, Самура и ряда малых рек ее содержание достигает 80%. Повышенные содержания гидрослюды отмечаются также в осадках восточного шельфа Среднего и Южного Каспия.

Каолинит встречается в виде мельчайших обломков, частично или полностью утративших свою форму. На большей части дна Каспийского моря этот минерал распространен в количествах, не превышающих 10%; наибольшие содержания каолинита, так же как и гидрослюды, устанавливаются в преддельтовых участках Урала, Волги, Тerekса, Самура. Именно здесь фиксируются также его максимальные содержания во взвеси.

Хлорит представлен в осадках в виде непрозрачных частиц изометрического облика с четкими контурами; чаще всего преобладает триоктаэдрическая железисто-магнезиальная разновидность. Минерал отчетливо тяготеет к донным отложениям шельфа и к преддельтовым областям Урала, Тerekса, Куры; в глубоководных впадинах его содержание понижается.

Монтмориллонит постоянно встречается в виде облаковидных агрегатов с размытыми контурами. Максимальные его количества тяготеют к глинистым илам Уральской бороздины, Кизлярского залива, Дербентской и Южно-Каспийской впадин. Исключение составляют повышенные содержания монтмориллонита на западном шельфе Южного Каспия; вполне вероятно, что они отражают усиленное поступление этого минерала во взвешенном материале Куры.

В единичных пробах зафиксирован пальгогорскит; он встречается в южной части Уральской бороздины, а также в глинистых отложениях восточной части Среднего и Южного Каспия. Максимальные его количества обнаружены в осадках восточного шельфа. Создается впечатление, что поступление пальгогорскита в водоем обусловлено развеиванием осадковых высоких заливов, лагун, такыровых озер, где были обнаружены волокна магнезиальных минералов. В целом этот минерал ведет себя как типичный индикатор аридного климата.

Если исключить пальгогорскит, то из приведенных данных становится ясной чрезвычайно малая зависимость распределения глинистых минералов на дне Каспийского моря от питающих провинций.

Объяснить это явление можно, только если учесть коагуляцию глинистых образований на границе река–море и последующую дифференциацию глинистых минералов под действием силы тяжести и гидродинамики водоема. Установлено, что глинистые минералы во взвеси и осадках водоема встречаются в виде карбонатно-глинистых и органогенно-глинистых сгустков; это прямое доказательство того, что, попадая в морской водоем,

глинистые минералы меняют свою дискретность, форму и удельный вес. Доказано также, что способность к коагуляции максимальна у каолинита, хлорита и гидрослюд, но минимальна у монтмориллонита и смешанослойных образований.

Именно поэтому каолинит обычно находится в речной взвеси в виде частиц крупного размера, а в зоне река–море коагулирует за счет адсорбции ионов кальция и электролитического воздействия морской воды. Хлорит способен образовывать агрегаты и скопления с различными компонентами морской воды и речной взвеси. Гидрослюда обычно коагулирует с образованием карбонатно-глинистых сгустков.

Что же касается монтмориллонита, то в речных водах он мигрирует в виде частиц малого размера, а попадая в морскую среду, адсорбирует катионы Na, K и Mn, что усиливает диспергацию его частиц, повышает их плавучесть и предопределяет их перенос в более глубокие, халистатические части водоема.

Таким образом, преобразование минералов на границе река–море осуществляется в слабой зависимости от их количественных соотношений в поступающей речной воде. По существу процессы коагуляции, адсорбции, укрупнения частиц и их диспергации нивелируют влияние питающих областей и по мере удаления от берега и устья реки в донных осадках моря почти всегда уменьшается количество каолинита, хлорита и гидрослюд, но возрастает содержание монтмориллонита и смешанослойных минералов.

Изучение поведения глинистых минералов в шлейфоцентроценовых отложениях Северного Каспия позволило связать их распространение в разновозрастных отложениях с изменениями фациально-палеогеографической обстановки. С этой точки зрения можно выделить четыре этапа развития областей седиментации.

В хвальинское время существование глубоководного морского палеоводоема, как и следовало ожидать, отразилось в повышенном содержании монтмориллонита. Гумидный климат, господствовавший на площади водосбора Каспийского моря, привел также к повышенному содержанию каолинита и галлуазита.

Второй этап совпадает с мангышлакской регрессией и ознаменовался очень пестрым составом глинистых минералов. В аллювиальных отложениях накапливались гидрослюда, каолинит и галлуазит; озерные и эоловые осадки отличаются повышенными содержаниями монтмориллонита, пальгогорскита и хлорита.

Третий этап отвечает формированию новокаспийских отложений, представленных довольно однообразной ассоциацией, состоящей из гидрослюд и смешанослойных образований. Заметно уменьшается содержание монтмориллонита, а виде отдельных включений присутствует пальгогорскит.

Наконец, четвертый этап охватывает образование современных осадков Каспийского моря.

Карбонатонакопление является характерной чертой седиментогенеза в Каспийском море. В донных отложениях этого водоема встречаются карбонатные образования хемогенного (седиментационного и диагенетического), терригенного и биогенного происхождения. Обращает на себя внимание необычное разнообразие морфологических разновидностей карбонатных скоплений. Здесь встречены пелитоморфные и мелкокрис-

таллические разновидности, карбонатно-глинистые образования, оолиты и корки, раковины моллюсков и их детрит. Минералогически они представлены кальцитом, доломитом и арагонитом.

По интенсивности процесса карбонатонакопления в пределах Каспийского моря выделяются четыре части: Северный Каспий, западный и восточный шельфы и глубоководные впадины.

В Северном Каспии распространены две группы карбонатных образований. К первой группе относятся локальные скопления раковинного материала и детрита, образующие банки, острова, "шалыги". Обычно эти скопления приурочены к сводам погребенных антиклиналей, однако процессы истирания раковин и переотложения детрита волнами и течениями заметно осложняют общую картину их локализации. Сильно обогащен раковинным карбонатом район Маньыштакского порога.

Ко второй группе принадлежат скопления хемогенного и терригенного карбоната. Хемогенный карбонат в Северном Каспии отчетливо тяготеет к взморью рек, где часто осуществляется образование глинисто-карбонатных сгустков на рубеже река—море. Этому благоприятствует пересыщенность карбонатами вод Северного Каспия, особенно проявляющая себя в летние месяцы. На свale глубин степень насыщения вод падает и соответственно в осадках исчезает пелитоморфный кальцит. На границе Северного и Среднего Каспия широко развиты процессы оолитообразования.

Терригенный  $\text{CaCO}_3$  накапливается в виде локальных пятен на продолжении русел Волги, Урала, Терека; обычно он оказывается более устойчивым, чем легко растворимый хемогенный карбонат, и поэтому проникает на большие глубины.

Несмотря на разнообразие форм и пересыщение вод карбонатами, биогенная форма накопления остается ведущим процессом в Северном Каспии. Преобладают биогенные процессы карбонатонакопления и на шельфе Среднего и Южного Каспия, однако здесь их интенсивность в 2–4 раза уступает северной части моря.

Характерно, что осадки западного шельфа значительно уступают по содержанию  $\text{CaCO}_3$  осадкам восточного. Различие определяется разбавляющим действием терригенного материала, в изобилии поступающего на запад, более интенсивным оолитообразованием на востоке и тем, что восточный шельф гораздо богаче моллюсками, чем западный.

На западном и восточном шельфе Каспия в связи с довольно простой морфологией дна можно наблюдать четкую зональность карбонатных осадков. На восточном шельфе биогенный и биогенно-хемогенный или ракушечно-оолитовый карбонат с глубиной замещается мелкокристаллическим (обломочным), а далее – пелитоморфным (хемогенным). Нижняя граница распространения раковин 50–100 м.

На западном шельфе четкая зональность нарушается вблизи мест впадения крупных рек; там на взморье среди всех перечисленных разновидностей начинает преобладать обломочный карбонатный материал.

В глубоководно-халистатических частях Каспийского моря характер карбонатонакопления меняется. В донных осадках Дербентской котловины содержится терригенный, а в Южно-Каспийской впадине – хемогенный карбонатный материал.

В целом исследование накопления карбонатов в современных осадках

Каспийского моря позволяет прийти к выводу, что, несмотря на обилие форм, его распределение по дну подчиняется законам механической дифференциации и гидродинамики.

Изучение геохимических особенностей современных осадков Каспийского моря проливает свет на другую сторону седиментационных явлений – зависимость, существующую между способом мобилизации, формами миграции и закономерностями распределения химических элементов в конечном водоеме стока.

По поведению в различных типах осадков все химические элементы распадаются на три группы.

К первой группе принадлежат  $\text{Cr}$  и  $\text{Zr}$ ; их максимальные содержания тяготеют к относительно грубозернистым кластогенным осадкам. Оба элемента в значительных количествах накапливаются в алевритовых разностях илов, что предопределено формами их миграции в реках. Чаще всего  $\text{Cr}$  и  $\text{Zr}$  привносятся в водоем реками вместе с фракцией 0,01–0,1 мм. Такая размерность обусловлена, по-видимому, устойчивостью тех магматических минералов, в которых локализуются оба элемента.  $\text{Zr}$  в осадках находится преимущественно в виде циркона, а  $\text{Cr}$  – в виде никотита и других хромишинелидов.

Вторая группа элементов включает  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{C}_{\text{org}}$  и отчасти  $\text{Pb}$ ; все они отчетливо накапливаются в наиболее тонкозернистых глинистых илах. В реках эти элементы в значительной степени перемещаются в виде растворов и очень тонких фракций взвеси часто  $< 0,001$  мм. В магматических породах эти элементы бывают связаны со слабоустойчивыми минералами; обычно для них характерно несколько минераловносителей. Так,  $\text{Fe}$  накапливается в ильменитах, титаномагнетитах, магнетитах, гранатах, ставролитах, эгиринах, оливинах и сульфидах.  $\text{Mn}$  – в роговых обманках, биотите и пироксенах,  $\text{Ni}$  – в роговых обманках, биотите, эгирине и оливине,  $\text{Mo}$  – в титаномагнетитах и магнетитах, в роговых обманках, биотите, оливине и полевых шпатах.

Склонность химических элементов этой группы образовывать при выветривании истинные растворы обусловлена слабой устойчивостью многих алюмосиликатов. В осадках Каспийского моря эти элементы также распространены в нескольких или многих минеральных формах. Например,  $\text{Fe}$  здесь встречено в виде кластогенного магнетита и титаномагнетита, лимонита и лимонитизированных обломков, глауконита, хлорита, сидерита и пирита.

Промежуточное положение между элементами первой и второй групп занимают  $\text{Ti}$ ,  $\text{V}$  и  $\text{Ge}$ . Эти элементы, принадлежащие к третьей группе, с одной стороны, ведут себя сходно с  $\text{Cr}$ , концентрируясь в мелкоалевритовых илах, но, с другой стороны, подобно  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$  накапливаются в тонких глинистых осадках.

Во взвесях рек каспийского водосбора эти элементы обычно распределяются так, что обогащаются и очень тонкие ( $< 0,001$  мм), и очень грубые (0,01–0,1 мм) алевритовые фракции. По-видимому, значительная их масса мигрирует не только в виде взвесей, но и в форме растворов.

В материнских магматических породах их носителями являются устойчивые по отношению к выветриванию рутил, лейкоксен, анатаз, брукит, а также менее устойчивые титаномагнетит, магнетит и сфен.

Геохимическое сходство в поведении Ti, V и Ge, по-видимому, обусловлено тем, что они связаны с одними и теми же минералами-носителями.

В осадках Каспийского моря содержание карбонатного материала, разбавляющего концентрации других компонентов, нередко достигает 70–80%; поэтому закономерности распределения химических элементов на площади бассейна изучались нами в пересчете на бескарбонатное вещество.

Геохимические карты были построены для всех химических элементов; они показали, что распределение элементов в различных типах осадков полностью совпадает с их поведением на площади.

Сг и Zr распределяются в осадках Каспийского моря чрезвычайно сходно. Поля высоких содержаний Сг располагаются в северо-западной части Северного Каспия, отчетливо тяготея к дельтам Волги и Урала, а затем протягиваясь в западную часть Среднего и Южного Каспия, в пределах которой они захватывают западный шельф и часть глубоководных впадин. Его повышенные содержания установлены также в приустьевых частях Терека и Куры. Характерно, что восточный шельф Среднего и Южного Каспия, так же как и восточная часть Северного Каспия, повышенных содержаний Сг не содержит.

Причина такого асимметричного накопления Сг и Zr связана с тем, что главная масса обломочного материала поступает в Каспий именно с северо-запада и запада. Кроме того, подводные течения, направленные на западном шельфе преимущественно с севера на юг, выносят за пределы мелководных областей и переоткладывают в котловины-отстойники большое количество тонкого обломочного материала, одновременно обогащая грубообломочными фракциями западный и северный шельф. Вместе с грубыми терригенными образованиями концентрируются Сг и Zr.

Любопытно, что на геохимической карте осадков Каспийского моря, построенной для Zr, поля высоких концентраций этого элемента сильно сдвинуты к северу, в пределы Северного Каспия и отчасти к западу в Среднем Каспии. Схема распределения обломочного циркона идеально совпадает с геохимической схемой поведения циркона.

Поведение Fe, Mo и Сорг, так же как и остальных химических элементов этой группы (Mn, P, Ni, Co, Cu, Ga и отчасти Pb), определяется тем, что максимальные их концентрации локализуются в наиболее глубоководных и халистатических участках моря, тогда как в пределах мелководья их накопления незначительны.

Особенно показательна схема распределения Fe. На ней отчетливо выявляются Дербентская и Южно-Каспийская впадины, в илах которых содержание элемента возрастает до 4–6%. На всей остальной шельфовой части водоема обычны содержания Fe < 2%; только против устья Урала и Терека, в Уральской бороздине и в Мангышлакском заливе развиты пятна, в которых содержания Fe колеблются от 2 до 4%.

Особенности локализации Fe на площади дна позволяют думать, что главным процессом, определяющим его поведение, является окисление  $\text{Fe}^{2+}$  до  $\text{Fe}^{3+}$ , происходящее еще в речных водах, усиленное коагуляцией на рубеже река–море и жизнедеятельностью планктогенных организмов. Возникающая при этом тонкая взвесь механически осаждается в дельтах рек или заносится течениями в халистазы-отстойники.

Очень похожа на схему распределения Fe схема распределения Сорг, хотя генетически формирование его высоких концентраций кардинально отличается от формирования скоплений Fe. Подавляющая масса органического вещества автохтонна, т.е. формируется в самом Каспийском море. Главными продуcentами Сорг являются планктон и микроорганизмы. Годовое поступление органического вещества в водоем за счет деятельности фитопланктона, фитобентоса и речного стока оценивается в 207 млн т сухого веса [Дацко, 1959]. Поскольку минерализуется около 96% органики, на дно Каспийского моря ежегодно осаждается 21 г/м<sup>3</sup> Сорг.

Микроскопические исследования органического вещества показали четкую дифференциацию остатков по размерам; в осадках шельфа обычно преобладают крупные растительные остатки аллохтонного генезиса, тогда как в пределах материкового склона и во впадинах все большее значение начинают иметь тонкодисперсные остатки планктона и микроорганизмов. Соответственно на фациальном профиле от берега в глубь бассейна количество Сорг обычно возрастает, достигая максимальных значений в халистазах Среднего и Южного Каспия.

Схема распределения Mo оказывается точной копией схемы распределения Сорг. По всей вероятности, это обусловлено тем, что в миграции Mo в реках большую роль играют растворы; кроме того, еще в морской воде водоемов зарождается связь между Mo и Сорг, благодаря тому что отмершие организмы сорбционным путем, образуя неустойчивые металлоорганические комплексы с этим элементом, извлекают его из растворов и интенсивно увлекают его в осадок [Пилипчук, Волков, 1968].

Элементы третьей группы – V, Ti и Ge – и по закономерностям распределения на дне Каспийского моря занимают промежуточное положение между элементами группы Сг–Zr и элементами группы Fe, причем ближе всего они располагаются к элементам устойчивых минералов.

В целом картирование химических элементов на дне Каспия, так же как и в Черном море [Страхов и др., 1971], позволяет выделить две принципиально различные группы элементов.

Первая группа химических элементов включает в себя Fe, Mn, P, Ni, V и Ge; эти элементы преимущественно локализуются в пределах шельфов и довольно слабо обогащают тонкозернистые осадки халистаз.

Вторая группа химических элементов содержит Fe, Mn, P, Ni, Co, Cu, Ga, Mo, Pb и органическое вещество. Эти компоненты всегда оказываются связаны с тонкопелитовыми илами, накапливаются в халистазах и почти отсутствуют в мелководных шельфовых участках дна.

В Каспийском море в отличие от Черного [Страхов и др., 1971] нет резкой границы, разделяющей эти две группы; поведение Ti, V и Ge заставляет считать, что они в этом водоеме ведут себя как связующее звено двух различных ассоциаций.

Поведение химических элементов первой и второй группы в значительной мере предопределено формами их поступления в водоем с водами рек, а также теми преобразованиями, что протекают в водной среде. При этом химические элементы первой группы (Zr, Сг, Ti, V) резко отличаются от элементов второй группы (Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo) по формам миграции; их максимальные содержания почти всегда связаны или с алевритовой (0,1–0,01 мм), или с мелкоалевритовой (0,01–0,001 мм) фракциями.

Наоборот, элементы второй группы всегда или почти всегда преобладают в тонкопелитовых взвесях.

Таким образом, главный процесс, управляющий поведением химических элементов в ходе седиментогенеза, это механическое фракционирование взвесей в том широком понимании этого явления, которое в него вкладывал Н.М. Страхов в работах 70-х годов [Страхов, 1973, 1976]. Именно благодаря преобладанию разделения речных взвесей и гидродинамической энергии водоема мы получаем четкую пространственную связь одних компонентов с шельфом, а других – с халистазами.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что речная взвесь не является полным эквивалентом морской взвеси; многие элементы и в первую очередь химические элементы второй группы (Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo) способны под действием химических и биологических факторов многократно менять форму нахождения в речной и морской воде, способны к трансформации форм.

В этом отношении особенно любопытны процессы взаимодействия некоторых химических элементов с биосом и его производным – отмершим органическим веществом.

Количественный анализ проблемы осаждения различных химических элементов планктоном из морской воды показал: 1) планктон сравнительно слабо прижизненно концентрирует в себе Fe, Cr, Ti, V и Zr, т.е. те химические элементы, что попадают в морской водоем в виде грубых взвесей; 2) прижизненно планктогенные организмы более активно концентрируют элементы группы Fe (Mn, Ni, Cu, Pb, P), т.е. те компоненты, что мигрируют в реках в виде тонких взвесей и истинных растворов; 3) посмертное извлечение металлов планктоном из морской воды сильно ограничено; 4) если бы вся масса химических элементов, сконцентрированная в планктогенных организмах, была бы осаждена на дно Черного моря, она составила бы весьма незначительный пай от того, что другими путями попадает в глубоководные илы.

Сравнение химического состава современных осадков различных частей Каспийского моря показывает, что Южный Каспий отличается от Среднего и Северного высокими содержаниями элементов группы Fe (Mn, Ni, Co, Cu, Mo,  $C_{org}$ ). Кроме того, характерной особенностью этой части Каспийского моря является широкое распространение здесь точечных концентраций различных химических элементов и особенно Fe, Mn, Co, Ni, Pb, а также Cr, V и Ti; такие геохимические аномалии очень четко вырисовываются на многих геохимических картах.

Любопытным и требующим специального истолкования представляется тот факт, что в этих аномалиях обычно накапливаются химические элементы, различные по своим миграционным способностям в зоне гипергенеза; здесь часто Mo и Pb соседствуют с Cr, Ti и V, хотя обычно в ходе осадкоакопления они принадлежат к разным группам и редко концентрируются в одних и тех же частях водоемов [Страхов, 1968].

Анализ геохимических наблюдений и схем приводит к выводу, что развитие аномальных точечных концентраций химических элементов в поверхностных осадках Южного Каспия связано с деятельностью грязевых вулканов. Действительно, исследование наземных грязевых вулканов показало, что в них часто обнаруживаются скопления таких активных

мигрантов, как В, Hg, Fe, Mn, Sr, Mo, Pb, Cu, кроме того, грязебрекчи часто оказываются обогащенными акцессорными минералами – носителями Ti, V, Cr, Ge и других слабоподвижных элементов.

Причина этого явления, возможно, заключается в том, что основная масса грязебрекций слагается мелкоалевритовой фракцией. Поскольку алевритовая фракция наиболее подвержена процессам опытывания и выдавливания и поскольку она обычно содержит в себе максимум тяжелых акцессорных минералов, можно думать, что в ходе извержения грязевого вулкана и излияния сопочной грязебрекции осуществляется одновременно механический отбор многих минералов-носителей, первоначально обогащавших гранулометрически разные горизонты вмещающих тел.

Сравнение геохимии современных донных осадков Каспийского и Черного морей проводилось по литологическим типам осадков, среди которых выделялись пески, алевриты, глинистые илы ( $CaCO_3 < 30\%$ ), глинисто-известковые илы ( $CaCO_3 30-50\%$ ) и известково-глинистые илы ( $CaCO_3 > 50\%$ ), а также на основании геохимических схем, построенных в одних и тех же градациях.

Сопоставление данных приводит к выводу, что черноморские современные осадки значительно богаче большинством химических элементов; это касается элементов как первой, так и второй группы.

Элементы первой группы, обычно концентрирующиеся на шельфе, тесно связаны с питающими провинциями. То обстоятельство, что Ti, V, Cr и Ge усиленно накапливаются в прибрежных районах Черного моря, по-видимому, отражает геохимическую специализацию Армянского нагорья иPontических горных сооружений, в пределах которых развиты основные эфузивы и металлоносные гипербазиты. Исключение составляет Zr, который заметно обогащает грубозернистые осадки Каспия; в этой особенности, по-видимому, проявляется влияние своеобразных питающих провинций – Русской платформы и Большого Кавказа.

Элементы второй группы постоянно обогащают соответствующие разновидности осадков Черного моря; в них усиленно концентрируются  $C_{org}$ , Mo, Cu, Ni, Co, Mn и другие химические элементы группы Fe.

Сравнительный анализ геохимических схем, построенных для различных химических элементов в Черном [Страхов и др., 1971] и Каспийском морях, позволяет прийти к выводу, что их распределение чрезвычайно контрастно в Черном и весьма расплывчато в Каспийском море.

Интересные выводы получаются, если сравнить пределы колебаний содержаний химических элементов по градациям на схемах так, как это предложил делать Н.М. Страхов с соавторами [1971]. Оказывается, что в Черном море элементы первой и второй групп существенно различаются между собой; если для Ti, Ge, Ga, Cr и V отношение максимальных и минимальных концентраций колеблется от 3,2 до 8, то для Mn, Cu, Ni, Co, Mo оно возрастает от 8 до 20.

Совершенно иначе выглядит поведение разных групп химических элементов в Каспийском море; здесь отношение максимальных и минимальных содержаний по градациям карт колеблется в очень близких пределах – 2,3–4,8 для элементов группы Ti и 2,3–5,5 для элементов группы Fe.

Встает вопрос о причинах, обусловивших контрастность концентраций в одном водоеме и их относительную монотонность в другом.

Первая причина, по-видимому, заключается в том, что водосборные площади Черного моря почти полностью расположены в области гумидного климата, тогда как водосборный бассейн Каспия только на 2/3 принадлежит к гумидной зоне, 1/3 его площади находится в пустынных и полу-пустынных областях. Это обстоятельство должно накладывать свой отпечаток на формы миграции химических элементов. Имеются основания думать, что Черное море получает с водосборов гораздо больше химических элементов в виде истинных растворов; это в первую очередь касается химических элементов группы Fe, т.е. Mn, Co, Ni, Cu, Mo и др.

Вторая причина, определившая геохимические различия Черного и Каспийского морей, связана с относительным накоплением органического вещества в осадках первого водоема. Хотя количество способного к осаждению органического вещества в Черном море обычно не превышает 111, а в Каспийском море достигает 207 млн т/год, благодаря усиленной минерализации органической взвеси в водах Каспия осаждение  $C_{\text{орг}}$  в обоих случаях одинаково – 0,0011–0,0012 г/см<sup>2</sup>/год. Интенсивное накопление разбавляющих компонентов (терригенного материала и карбонатов) в осадках Каспийского моря стимулирует образование весьма невысоких содержаний органики, почти в 2 раза уступающих черноморским.

Вследствие прижизненной концентрации, а также благодаря сорбции и хемосорбции химических элементов из морской воды после гибели органическое вещество вносит в осадок значительное количество Fe, Co, Ni, Cu, Mo и др. Этот процесс и определяет отличие черноморских современных осадков от каспийских.

Третий процесс, способствующий интенсивному осаждению химических элементов группы Fe, именно в Черном море связан с сероводородным заражением и возможностью седиментационного и диагенетического образования сульфидов.

Как известно, в Черном море в отличие от Каспийского проявилась стратификация водной толщи, практически отсутствует конвективное перемешивание, а из илов в водную массу водоема поступает огромное количество H<sub>2</sub>S; в результате только верхний 150-метровый слой этого бассейна содержит кислород, а ниже располагается почти 2000-метровая масса воды с явными признаками сероводородного заражения.

Естественно, что химические элементы группы Fe, проходя через кислород- и сероводорододержащую воду, испытывают редукцию, которая в целом нарастает сверху вниз. Сероводородное заражение глубинных вод Черного моря несомненно усиливает осаждение химических элементов группы Fe. При этом наиболее интенсивно в форме сульфидов и с органическим веществом осаждаются Mo и Zn, менее интенсивно – Co и Fe, тогда как Mn, Ni и Cu осаждаются в минимальных количествах, в основном растворяясь в морской воде сероводородной зоны.

Итак, геохимические исследования современных осадков Черного и Каспийского морей позволяют выделить по закономерностям поведения две группы химических элементов. К первой группе принадлежат Zr, Cr, Ti, V и, возможно, Ge. Эти элементы-гидролизаты имеют малую подвижность в гумидных зонах гипергенеза и почти всегда накапливаются в прибрежных гидродинамически активных частях морских бассейнов.

Ко второй группе следует отнести Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Mo,  $C_{\text{орг}}$  и ряд

других элементов. Все они отличаются значительной подвижностью в гумидных обстановках, в реках склонны только отчасти мигрировать в растворах и обычно концентрируются в затишных, более глубоководных, халистатических участках дна конечного водоема стока.

Возникает вопрос: что же управляет различным поведением химических элементов в морском современном осадочном процессе, какие факторы определяют столь очевидные различия в миграции и концентрации этих образований?

В работе показано распределение интересующих нас химических элементов в наиболее распространенных минералах магматических и метаморфических пород; кроме того, сделана попытка оценить устойчивость этих минералов в процессах гумидной мобилизации вещества по данным А.А. Кухаренко [1961]. Оказалось, что Zr, Cr, Ti, V и Ge чаще всего концентрируются в группах весьма устойчивых и устойчивых минералов. Действительно, главным носителем Zr является циркон, Cr – шпинель и хромшпинелиды, Ti – рутил, титаномагнетит, магнетит, а Ge – турмалин, топаз и магнетит. Характерно, что химические элементы этой группы обычно только присутствуют в умеренно-устойчивых и неустойчивых минералах.

Это означает, что процессы разложения таких громоздких и непрочных построек, как эпидоты, хлоритоиды, роговые обманки, пироксены и амфиболы, никак не могут сказаться на поведении этих химических элементов; в зоне гипергенеза они будут от всех "невзгод" защищены прочностью своих минералов-хозяев и вместе с ними войдут в состав речных и морских взвесей.

Резко отличается от них поведение другой группы химических элементов, к которой принадлежат Fe, Mn, P, Ni, Co, Cu, Ga, Mo, Pb, Zn. Они тоже концентрируются в устойчивых минералах, но значительно чаще накапливаются в неустойчивых и умеренно устойчивых минеральных постройках. Действительно, Fe встречено в постоянно повышенных количествах в лимонитах, гематитах, ильменитах, титаномагнетитах, магнетитах и гранатах, но оно же концентрируется в ставролите, эгирине, оливине и сульфидах. P концентрируется в монаците и ксенотите, но он же накапливается в апатите. Ga обогащает титаномагнетиты и магнетиты; кроме того, он концентрируется в биотите, роговой обманке и полевых шпатах. Mo склонен накапливаться в магнетите и титаномагнетите, но также концентрируется в биотите, роговых обманках, оливине и полевых шпатах.

Отсюда вытекает двойственность в поведении этой группы элементов; та их часть, что изначально связана с относительно устойчивыми минералами, оказывается надежно предохранена от разрушения и мигрирует в реках в виде взвеси, в решетке своего минерала-носителя. Другая же часть, изначально приуроченная к неустойчивым минералам-носителям, легко высвобождается из них и перемещается в водах рек в виде растворов.

В этом отношении весьма быстро подвергаются разложению громоздкие кристаллы слюд, роговых обманок, амфиболов и пироксенов, которые часто содержат высокие концентрации Mn, Ni, Co, Ga, Mo и Pb. Они содержат в своих кристаллических решетках поливалентные элементы, окисление которых быстро приводит к гибели минерала-носителя.

Не вызывает сомнения, что реальные соотношения между взвешенной и растворенной формой определяются исходным распределением химического элемента в минералах изверженных пород и интенсивностью процессов их разрушения, выветривания и переотложения в ходе гумидного осадкообразования.

Можно думать, что такая группировка химических элементов характерна для многих водоемов, в которых терригенные песчано-алевритовые отложения, как правило, играют значительную роль. Менее типична она для океанических бассейнов, где, как это хорошо показал Н.М. Страхов [1976], резко усиливается относительная роль растворов, возрастает значение биологических процессов, а среди огромного спектра химических элементов, накапливающихся в осадках, выделяются группа биолитов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Ca}_{\text{org}}$ , N, Y, Br), железомарганцевая группа, включающая четыре подгруппы: собственно железную (Fe, Ge, V, Cr), гидролизатную (Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb), халькофильную (Pb, Zn, As, Cu) и собственно марганцовую (Mn, Co, Ni, Mo), а также переходная группа, представленная TR и P.