

ФГБОУ ВПО Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского

Московский Г.А.

Шелепов Д.А.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
(учебное пособие)

Саратов 2013

Учебное пособие «Осадочные месторождения полезных ископаемых» содержит основные сведения по отдельным разделам курсов «Геология месторождений полезных ископаемых» и «Литология». В пособии приведены сведения о генезисе и строении осадочных месторождений полезных ископаемых. Предназначено для теоретических и самостоятельных занятий студентов геологических специальностей.

Содержание

Введение	
1. Месторождения выветривания	5
1.1. Физическое и химическое выветривание горных пород	5
1.2 Месторождения кор выветривания	8
1.3 Остаточные месторождения.	9
1.4 Инфильтрационные месторождения.	14
1.5 Коры выветривания месторождений полезных ископаемых.	17
1.6 Осадочные месторождения.	21
1.7 Механические осадочные месторождения.	25
1.8 Химические осадочные месторождения.	27
1.9 Биохимические осадочные месторождения.	32
2. Экзогенные месторождения Нижневолжского региона и Южного Урала	39
2.1 Рудопроявления гипергенного генезиса.	39
2.2 Строительные материалы	41
2.3 Месторождения солей	44
2.4 Адсорбционное сырье	56
2.5 Горючие сланцы	58
2.6 Сера	61
2.7 Фосфориты	62
2.8 Титан-циркониевые россыпи	63
Литература	

ВВЕДЕНИЕ

Курс «Осадочные месторождения полезных ископаемых» является частью курса «Геология полезных ископаемых» и включает отдельные разделы курса «Литология», читаемых для студентов геологических факультетов университетов на 3 и 4 курсах. Разделы, приведенные в этом пособии, могут использоваться также при подготовке студентов к практическим занятиям по курсам «Геохимия», «Геохимия окружающей среды». «Литология». Кроме того, раздел «Полезные ископаемые Нижневолжского региона и Южного Урала» дадут информацию, необходимую при подготовке курсовых работ и отчетов по учебным практикам студентов первого и второго курса.

Осадочными горными породами называются геологические тела, возникшие из продуктов деятельности экзогенных процессов: физического и химического разрушения литосферы, в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов или того и другого одновременно. Из осадочных пород человечество добывает более 90% всех полезных ископаемых: нефть, газ, уголь, алюминиевые, марганцевые руды, цементное сырьё, соли, различные стройматериала (пески, глины и др.).

Значительная часть полезных ископаемых, относимых к осадочным (экзолитам), возникает при начальных процессах изменения разнообразных пород (магматических, метаморфических и ранее образовавшихся осадочных) в поверхностных условиях. Продуктами этих изменений являются разнообразные коры выветривания. Большая же их часть образуется при переносе и отложениях продуктов выветривания на путях переноса и в водных бассейнах.

По минеральному составу основные группы осадочных пород представлены алюмосиликатными, карбонатными, кремнистыми, сульфатными, фосфатными, железистыми, алюминиевыми, марганцевыми, хлоридными солями и др. образованиями Н.В.Логвиненко выделяют следующие типы осадочных пород:

Обломочные, глинистые, карбонатные, кремнистые (силициты), соли (хлоридные, сульфатные и др.), фосфатные, алюминиевые (аллиты), железистые (ферритолиты), марганцевые, каустобиолиты.

Выделяются следующие способы образования осадков-пород (в том числе и осадочных полезных ископаемых) (по В.Т.Фролову, 1992, упрощено).

I. Седиментационный: вулканический, биологический, химический, механический, импактный.

II. Дезинтеграционный: физическое выветривание, удары метеоритов.

III. Метасоматический: переработка пород гидротермами и фумаролами, химическое выветривание (панцири на суше и под водой), химическое выветривание на суше (латеритные

коры выветривания и др.) и на морском дне (гальмиролиз), биотурбация илоедами, постседиментационное замещение, конкрециообразование.

Каждый из перечисленных способов формирования отложений приводит к накоплению отложений особых генетических типов, с каждым из которых связано формирование своих месторождений полезных ископаемых.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

1.1. Физическое и химическое выветривание горных пород

Выветривание это процесс изменения и разрушения минералов и горных пород на поверхности Земли под воздействием физических, химических и биологических агентов. Выветривание ведет к изменению механических особенностей горных пород и сложившихся в них химико-минеральных соотношений, к появлению новых минеральных ассоциаций, соответствующих поверхностным физико-химическим и термодинамическим условиям.

Различают два вида выветривания: физическое (механическое) и химическое. Механическое выветривание - это раздробление, разрушение сплошности пород (дезинтеграция), химическое выветривание - более сложный процесс, включающий окисление, гидролиз, вынос подвижных соединений и относительное накопление малоподвижных (алюминия, железа, титана и др.). Виды выветривания тесно связаны друг с другом, но идут с разной интенсивностью в зависимости от климата, рельефа и других условий среды.

Физическое выветривание. Основным фактором физического разрушения горных пород является температура, рост кристаллов, раздробляющая деятельность воды, льда и ветра. Суточные и сезонные колебания температуры, неравномерный нагрев и охлаждение разрушают породы.

При колебаниях температуры зерна разных минералов неодинаково расширяются и сокращают свой объем, что вызывает образование трещинок на границах кристаллов. Мельчайшие трещинки быстро расширяются благодаря замерзанию в них воды и росту кристаллов солей.

Большую разрушительную работу производят текучая вода, волны прибоя, движущийся лед, ветер.

Физическое выветривание приводит к образованию обломков пород и минералов различной величины. Глубина физического выветривания обычно невелика, но может достигать нескольких десятков метров. Например, выдувание легких частиц пород в Западной Австралии достигает глубины до 60 м и приводит к образованию золоторудных месторождений в связи с увеличением содержания золота при выдувании легких разрушающихся частиц. Резкие колебания температуры ведут к дезинтеграции слагающих

породы минералов, обладающих различными коэффициентами расширения. Поэтому физическое выветривание особенно интенсивно развивается в областях с резко континентальным климатом, где суточные колебания температуры наиболее значительны.

Физическое выветривание интенсивно проявляется в арктических и пустынных областях. Роль физического выветривания в образовании месторождений полезных ископаемых особенно значительна при формировании россыпей.

Химическое выветривание заключается в химико-минералогическом преобразовании выветривающихся пород под действием воды, углекислоты, кислорода и продуктов разложения органических веществ. Процесс химического выветривания осуществляется нисходящим током поверхностных вод, которые фильтруются через горизонты пород, выходящих на дневную поверхность.

Диссоциация воды и тем самым скорость реакции гидролиза усиливается при более высоких температурах, т.е. зависит от климата. В тропических условиях при средней температуре + 30⁰С химическое выветривание примерно в 20 раз интенсивнее, чем в полярных условиях со средней температурой + 10⁰С.

В развитии процессов выветривания, важное значение имеет вертикальная гидрохимическая зональность. Выделяют сверху - вниз следующие гидрохимические зоны:

1) Зону аэрации, где происходит просачивание осадков. Воды этой зоны наименее минерализованы и наиболее обогащены активным кислородом и углекислотой, и обладает максимальной окисляющей способностью. Снизу она ограничена уровнем грунтовых вод.

2) Зону истечения, которая располагается ниже уровня грунтовых вод. В ней воды медленно перемещаются в направлении близком к горизонтальному. Имеют нейтральный или слабощелочной характер. Процессы окисления и разложения пород им не свойственны. В этой зоне накапливаются и отлагаются вещества, принесенные из вышележащей зоны, поэтому часто ее называют зоной концентрации или цементации.

3) Зону застойных вод, которая располагается ниже зоны истечения. Воды этой зоны наиболее минерализованы до образования рассолов с крайне слабым водообменом. Однако не все продукты выветривания выносятся в подземную циркуляцию. Часть материала захватывается поверхностными водами и уносится ими в растворенном состоянии или в виде механической взвеси. В ходе химического выветривания происходит процесс фазового разделения вещества на твердые остаточные продукты, сохраняющие структуру и текстуру выветривающихся пород, и жидкие фазы, выносимые из сферы выветривания в виде растворов.

Химическое выветривание, развивающееся в гумидных зонах в условиях слабой тектонической активности, влажного тропического и субтропического климата протекает стадийно.

В начальной стадии (щелочного выветривания) выносятся все легко растворимые соли-сульфаты, хлориды калия, натрия, кальция и магния, карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов, значительная часть кремнезема. Кора выветривания постепенно обогащается железом, алюминием и титаном.

В более позднюю (кислотную) стадию продолжается разрушение алюмосиликатов; вынос оснований, кремнезема, а также трудно растворимых гидроокислов алюминия, железа, марганца и отчасти окислов титана.

Процессы выветривания и проходящего при этом рудообразования зависят не только от внешних агентов, но и от внутреннего строения минералов породы, от энергии кристаллической решетки. Важным фактором химического выветривания является кислород воздуха и кислород, растворенный в воде. Воздействие кислорода на минералы называется окислением. Процессу окисления особенно подвержены минералы, содержащие элемент с несколькими степенями валентности: железо, марганец, сера и др.

Важным агентом выветривания является свободная углекислота, которая соединяясь с водой, образует слабую угольную кислоту. Содержание углекислоты в воздухе равно 0,03%, в воде ее содержится в десятки и сотни раз больше. Кислые воды энергично растворяют карбонаты и вытесняют основания из силикатов.

Источником углекислоты являются: жизнедеятельность организмов, разложение органических остатков и карбонатов и вулканическая деятельность. Особенно много углекислоты в болотных водах и торфяниках.

Главным агентом химического выветривания является вода. Благодаря диссоциации вода всегда содержит некоторое количество H^+ и OH^- , в зависимости от концентрации которых она обладает кислотными или щелочными свойствами. Наиболее кислые воды наблюдаются в болотах и торфяниках.

Действие воды на минералы происходит тремя путями: растворение, гидратация и гидролиз - обменное разложение веществ с водой. Наряду с особенностями климата огромное влияние на развитие химического выветривания оказывает рельеф территории. В тех случаях, когда механический смыв продуктов выветривания происходит медленнее, чем их образование, формируются коры выветривания. К коре выветривания относятся лишь остаточные продукты глубокого химического разложения горных пород, не испытавшие перемещения в пространстве и сохранившие структуру и текстуру выветривающихся пород.

Выделяются следующие климатические типы выветривания, в частности по составу образующихся глинистых минералов.

1. Обломочная кора выветривания, возникающая в результате морозного (криогенного) выветривания. Характерна для арктических и высокогорных областей.

2. Гидрослюдистая, свойственная холодным и умеренным областям с относительно слабым химическим выветриванием, в которых разложение полевых шпатов не идет в массовом масштабе дальше образования гидрослюд.

3. Монтмориллонитовая, возникающая в степных или полупустынных областях в условиях жаркого климата при слабом увлажнении.

4. Каолинитовая, образующаяся в теплых и жарких районах, при активном химическом выветривании, в результате которого происходит накопление значительного количества каолинита.

5. Латеритная, формирующаяся при наиболее энергичном в условиях жаркого, влажного климата тропиков и субтропиков при выветривании основных, ультраосновных, реже кислых магматических, а также метаморфических и осадочных пород. Характерно накопление в верхнем горизонте профиля соединений алюминия железа и титана.

1.2 Месторождения кор выветривания

Накопление полезных ископаемых в коре выветривания может происходить двумя путями. Во-первых, вследствие растворения и выноса приповерхностными водами не имеющей ценности минеральной массы горных пород и концентрации в остатке вещества полезного ископаемого. Такие месторождения называются остаточными. Во-вторых, наоборот, в связи с растворениями этими водами ценных составляющих горных пород, их инфильтрацией и переотложением их вне области их выщелачивания. Такие отложения называются инфильтрационными. Таким образом, группа месторождений выветривания разделяется на два класса: остаточный и инфильтрационный.

По форме и условиям нахождения тел полезных ископаемых среди месторождений выветривания различают три разновидности: площадные, линейные и карстовые.

Месторождения площадной коры выветривания плащом перекрывают коренные породы, преобразованию которых у поверхности земли они обязаны своим происхождением (рис. 1). Месторождения линейной коры выветривания имеют форму жилообразных тел, проникающих вглубь коренной породы по системе трещин на несколько десятков, реже первые сотни метров (рис. 2А). Карстовые месторождения выветривания выполняют карстовые полости, обычно среди известняков (рис.2Б). Месторождения выветривания могут быть неизменными, а также переотложенными и преобразованными. Переотложенные залежи возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы по склону

местности. Преобразованные тела коры выветривания формируются в связи с дополнительным привнесом (инфильтрацией) соединений, не входящих в состав первоначальных продуктов разложения (ожелезнение, омарганцевание, окремнение, карбонатизация и пр.).

Залежи месторождений выветривания могут быть открытыми, выходящими на поверхность и погребенными под более молодыми осадками. Среди них выделяются современные и древние, принадлежащие прошлым геологическим эпохам выветривания.

1.3 Остаточные месторождения.

К остаточным продуктам выветривания принадлежат месторождения силикатных никелевых руд, бурых железняков, магнезита, марганца, бокситов, каолина, апатитов, барита, некоторых благородных и редких металлов.

Месторождения силикатных никелевых руд. Остаточные месторождения силикатных никелевых руд связаны с корами выветривания ультраосновных пород или образующихся за счет их серпентинитов. Они известны в России (Южный Урал), Бразилии, Новой Каледонии, Кубе, Австралии и в других странах.

Рассмотрим образование подобных месторождений на примере месторождений Южного Урала. По данным А.А.Глазовского, И.И.Гинзбурга, И.З.Корина и др. месторождения связаны с раннемезозойской корой выветривания ультраосновных интрузивов нижнего и среднего палеозоя. В состав ультрабазитов входят (%): SiO_2 35-45; MgO 30-34; Fe^{+2} 0,6-2 (до 6); Fe^{+3} до 7,5; Al_2O_3 до 1 (редко до 2); NiO 0,2-0,4; CaO 0,01- 0,07. На ранней стадии формирования коры выветривания высвобождается магний и выносится в нижнюю часть профиля и за пределы зоны разложения. Сразу же начинается миграция

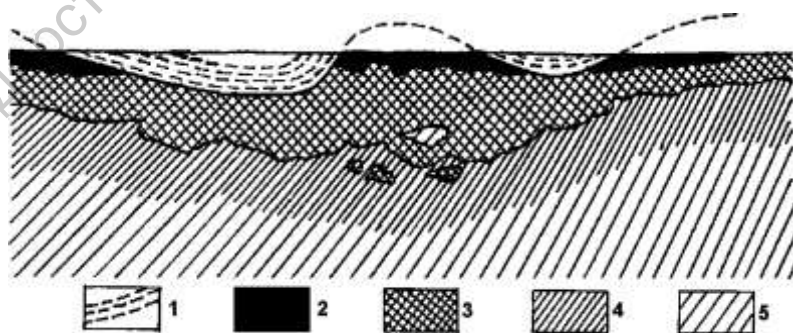


Рис. 1. Месторождение площадной коры выветривания на серпентинитах (разрез). 1 – покровные породы, 2 – охристо-глинистая порода, 3-5 – серпентиниты: 3 – нонтронитизированные со скоплениями минералов никеля, 4 – разложенные серпентиниты со скоплениями минералов никеля, 5 – неразложенные серпентиниты.

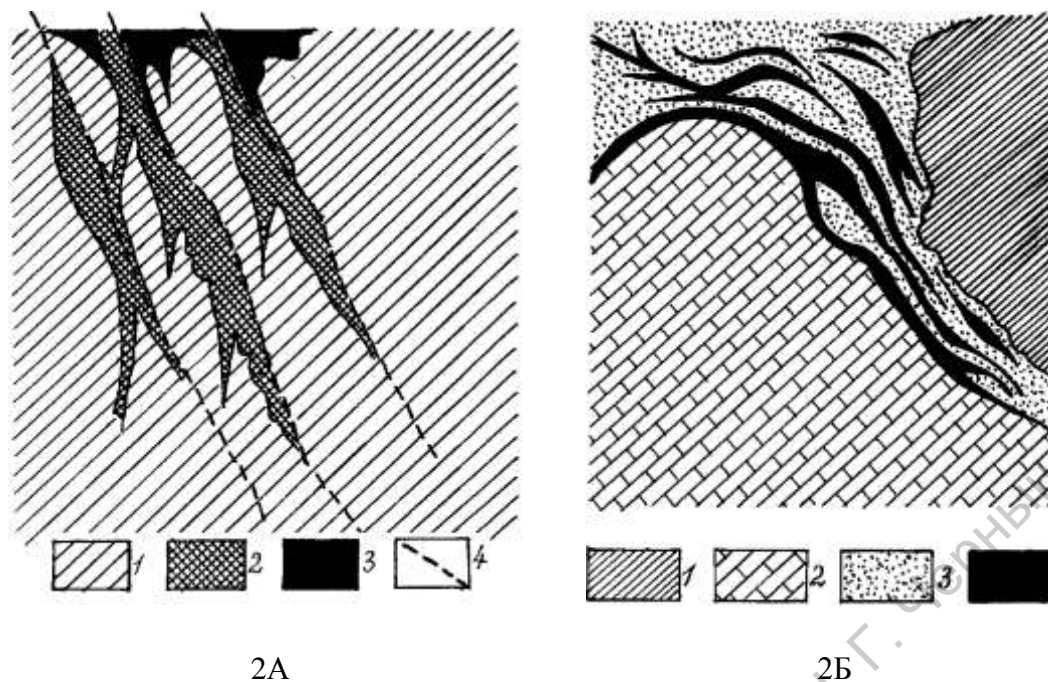


Рис.2.А - Месторождение линейной коры выветривания в серпентинитах (разрез).

Серпентиниты: 1 – неразложившиеся, 2 – выветрелые, разложившиеся со скоплениями минералов никеля, 3 – охристо-глинистые породы, 4 – зона трещиноватости.

Рис. 2.Б - Месторождение карстовой коры выветривания (разрез) - 1 – серпентиниты, 2 – известняки, 3 карстовые отложения, 4 – руда.

продолжающаяся на всем протяжении преобразования серпентина и приводящая к его значительному выщелачиванию. В результате в верхней части зрелой коры выветривания накапливаются остаточные продукты разложения, состоящие в основном из гидроокислов железа. Часть магния, кальция, кремния и железа при этом перемещается с раствором в глубь коры и при изменении среды от щелочной до кислой вновь выпадает в виде вторичных минералов. При выветривании никель, входящий в оливин, пироксен, серпентин переходит в водный раствор, выносится из верхней части в глубь коры, и вновь отлагается в виде вторичных никелевых минералов.

Профиль никеленосной коры выветривания представлен зонами (сверху вниз):

1) остаточных продуктов выветривания конечного гидролиза мощностью до 6 м, сложенная в основном гидроокислами железа (зона охр);

2) незавершенного выветривания мощностью от 4 до 12 м, сложенная нонтронитом (нонтронитовая зона); она содержит скопления гидроокислов марганца, сорбиравших кобальт;

3) полуразложившего и выщелоченного серпентинита мощностью от 5 до 25 м, обогащенного вторичными никелевыми минералами: гарниеритом $\text{Ni}_4 [\text{Si}_4 \text{O}_{10}] (\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2 \text{O}$;

ревдинскитом $(\text{NiMg})_6 [\text{Si}_4 \text{O}_{10}] (\text{OH})_8$ и др. В нижней части этой зоны накапливаются карбонаты магния, кальция и железа.

Содержание никеля в силикатных никелевых рудах коры выветривания составляет 0,5-5%, в среднем 1%, содержание кобальта 0,03-0,07%.

Зона охры, сложенная гидроокислами железа - гетитом, гидрогетитом, гидрогематитом и др., а также галлуазитом, ферригаллуазитом и другими минералами глин. Охры содержат 50% и более железа, очень мало никеля, и представляют собой рыхлые или порошковатые бесструктурные образования с очень малым объемным весом. Мощность зоны от 0,5-2,5 м до 10 м.

Зона нонтронитизации, состоящая из нонтронитизированного серпентина, нонтронита, джефферизита (никельсодержащий хлорит), ревдинскита $(\text{NiMg})_6 [\text{Si}_4 \text{O}_{10}] (\text{OH})_2$, гарниерита $(\text{Ni}[\text{Si}_4 \text{O}_{10}] (\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O})$, а также опала, халцедона, гидроокислов железа и марганца. С этой зоной связана основная часть никеля. Никель присутствует в адсорбированном виде в нонтроните. Среднее содержание его 1-2%. Мощность зоны 1-6 м и более. Переход в верхнюю зону охры и нижнюю зону выщелачивания постепенный, обычно неровный.

Зона выщелачивания, представляющая собой выщелоченные и дезинтегрированные серпентиниты в виде щебенчатой или кусковой породы ячеистой или губчатой структуры. Порода состоит из серпентина с примесью нонтронита, опала, кальцита, доломита, магнезита. Мощность зоны от 1 до 3-4 м.

Зона магнезитизации представляет собой менее измененные магнезитоносные серпентиниты. Магнезит образует гнезда и жилы. С глубиной магнезитизация уменьшается и порода, сменяется неизменными серпентинитами.

Слагая большие площади водораздельных плато, нонтронитовая кора выветривания и приуроченные к ней силикатно-никелевые месторождения обычно залегают в виде плаща неглубоко от поверхности. Неглубокое залегание руд при больших масштабах месторождений дает возможность применять при их разработке дешевые методы открытых работ и массовую добычу (рис.3).

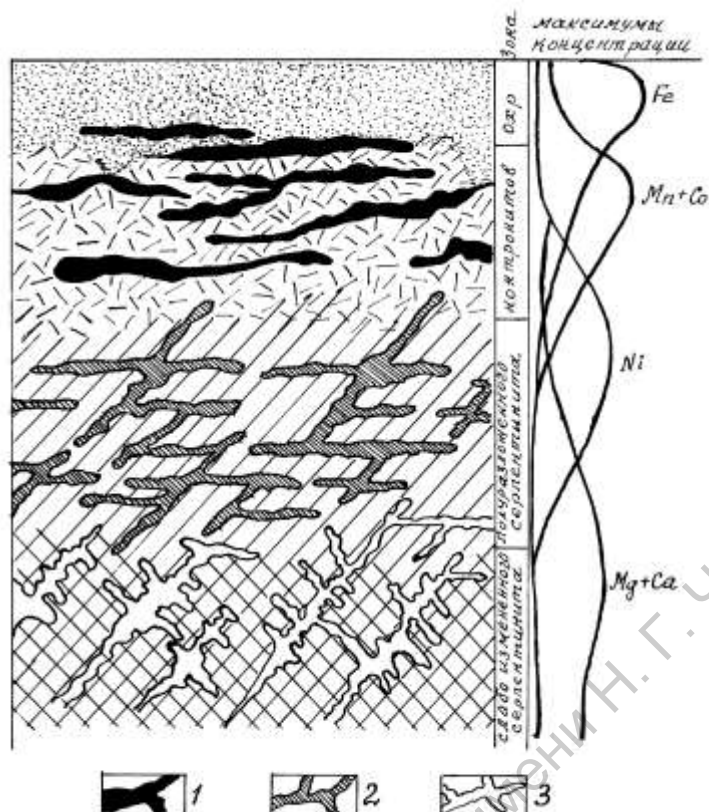


Рис. 3. Схема зонального строения остаточного месторождения силикатных никелевых руд в коре выветривания серпентинитов площадного типа (по В.И.Смирнову, 1976). 1- гидроокислы марганца с сорбированным кобальтом, 2 – гидросиликаты никеля, 3 карбонаты магния и кальция.

Месторождения легированных бурых железняков. При латеритном выветривании серпентинитов происходит накопление не только никеля, но и гидратов железа в виде пластообразных залежей. Возникшие при этом остаточные месторождения бурых железняков обычно обогащены примесью никеля, марганца, хрома и носят название природно-легированных руд. Такие месторождения известны на Урале и Северном Кавказе, на Кубе, Западной Африке, США и др.

Месторождения магнезита. Остаточные месторождения магнезита ($MgCO_3$) формируются при разложении серпентинитов водой, богатой CO_2 . Высвобождающийся при выветривании магний переходит в раствор, выносится из верхней части коры выветривания и переотлагается в виде карбоната на глубине, преимущественно в зоне полуразложившихся коренных пород. Такие месторождения выявлены на Южном Урале (Халиловское), на Кубе, в Индии и др.

Месторождения марганца. Остаточные месторождения марганца возникают при выветривании разных горных пород, содержащих минералы марганца низших валентностей, такие как родохрозит $MnCO_3$, родонит $MnSiO_3$, и безводные оксиды этого металла. Они

преобразуются в гидроксиды четырехвалентного марганца, главным образом в вернадит $MnO_2 \cdot nH_2O$, постепенно трансформирующиеся в безводный диоксид-марганца - пиролюзит MnO_2 , устойчивый в коре выветривания. При этом из пород, содержащих марганец в количестве десятые доли - первые проценты, формируются крупные остаточные месторождения с содержанием марганца в десятки процентов. Они известны на Кубе, в Индии, Африке, Бразилии и других странах.

Месторождения бокситов. Среди остаточных месторождений бокситов различают две разновидности - площадные и карстовые. Все типы бокситов (в том числе осадочные, показаны на рис 4.)

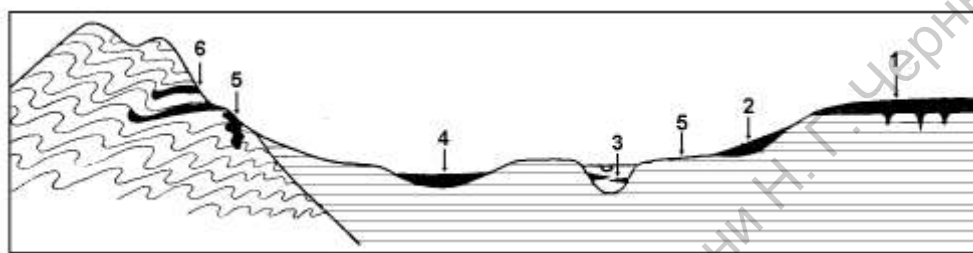


Рис. 4. Схема соотношения месторождений бокситов, различающихся по условиям образования (по В.И.Смирнову, 1976).

1 – остаточные (латеритные), 2 – склоновые (делювиально-пролювиальные), 3 – долинные (аллювиальные), 4 – котловинные, 5 – карстовые, 6 – геосинклинальные.

Площадные или латеритные бокситы плащами перекрывают коренные породы, при выветривании которых они образовались. Они формировались при разложении пород в условиях жаркого и влажного климата (тропического и субтропического) вследствие стадийного выноса щелочноземельных элементов, щелочей и кремнезема и накопления в остатке минералов глинозема. Известны мезозойские, третичные и четвертичные латеритные месторождения бокситов. Они создавались при выветривании различных глиноземсодержащих пород. При выветривании щелочных пород возникли бокситы Бразилии, Гвинеи, США; при выветривании кислых пород образовались месторождения Индии, Африки, Австралии.

Карстовые бокситы, или бокситы типа “терра-росса” выполняют карстовые полости в карбонатных породах. При выветривании и эрозии последних такие полости выполнялись нерастворимым глинистым и железистым остатком, преобразующимся в массу перемежающихся скоплений глин и железных бокситов. Карстовые месторождения бокситов свойственны Средиземноморской провинции (Испания, Франция, Греция, Турция). В нашей стране они находятся на Тимане, Урале, Енисейском кряже. В высокосортных бокситах содержание глинозема превышает 50%. Минеральный состав как латеритных, так и карстовых

бокситов определяется наличием моногидратных (бёмит, диаспор $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) и тригидратных (гиббсит $\text{Al}(\text{OH})_3$) соединений глинозема.

Месторождения каолинов. Остаточные месторождения каолинов формируются в кислой среде коры выветривания полевошпатовых кислых и щелочных пород. Крупные месторождения каолина Еленинское, Кыштымское известны на Урале.

Месторождения золота, олова, тантала и ниобия, редких земель иногда образуются в связи с концентрацией их нерастворимых минералов в остаточных глинах коры выветривания. Элювиальные россыпи образуются в контурах материнских пород или руд. Состав и характер распределения в них полезных минералов также унаследован от субстрата.

Одним из главных условий формирования элювиальных россыпей является повышенное содержание россыпеобразующих минералов в субстрате в количествах, достаточных для промышленной их концентрации при относительном обогащении в процессе формирования коры выветривания. Содержание этих минералов в коре выветривания по сравнению с исходными породами увеличивается в связи с уменьшением объема массы пород, т.е. в связи с интенсивным выносом из коры выветривания легкоподвижных компонентов.

Для элювиальных россыпей характерно отсутствие сортировки материала, за исключением “просадки” рудных минералов за счет механического выноса или выщелачивания минералов вмещающей среды (рис.5).

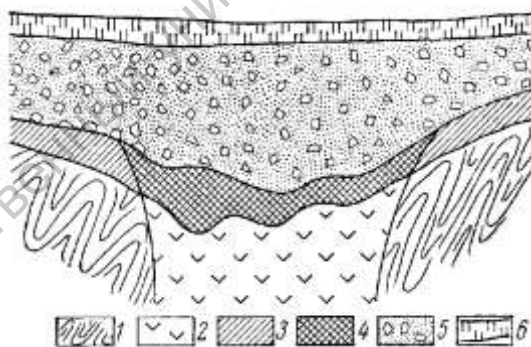


Рис. 5. Элювиальная россыпь алмазов (трубка Мабука, Танзания, по У.Битцу).

1.4 Инфильтрационные месторождения.

Источником металлов в инфильтрационных месторождениях служат их слаборастворимые соединения, заключенные в рудоносных корках выветривания, подвергающихся дальнейшему химическому разложению. При благоприятных условиях слабометаллоносные растворы могут вместе с поверхностными водами просочиться через поры и трещинки в разрушающейся коре выветривания до водоупорных горизонтов, а затем двигаться вдоль них. Пройденное ими расстояние измеряется сотнями метров, а в ряде случаев - многими тысячами метров.

Естественно, что транспортироваться на значительное расстояние могут вещества, которые длительное время удерживаются в растворителе. Выпадают же они при резкой смене физико-химической обстановки и прежде всего, - при изменении кислотности и щелочности растворов и их химического состава. Осаждение наступает также при смене петрографического состава пород, через которые воды просачиваются, - либо при значительном изменении температуры и скорости просачивания.

В настоящее время установлено, что в раствор могут переходить многие соединения различных металлов - урана, меди, ванадия, железа. Месторождения, образующиеся при разгрузке грунтовых вод, просачивающихся сверху вниз и частью в горизонтальном направлении, называются инфильтрационными. К инфильтрационным принадлежат месторождения урана, меди, железа, серы.

Месторождения урана. Труднорастворимые четырехвалентные соединения урана, свойственные глубинным уровням земной коры, в коре выветривания окисляются и переходят в шестивалентные изменения. Большая часть урана при этом выносится грунтовыми водами нередко на значительные расстояния, за пределы источников выщелачивания переотлагается с образованием инфильтрационных месторождений. Осаждение урана происходит на геохимических барьерах механического и физико-химического характера. Механические барьеры обусловлены торможением в движении грунтовых вод (водонепроницаемые экраны), а физико-химические барьеры связаны с резким изменением химической обстановки, особенно щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий.

Для типичных инфильтрационных месторождений урана (рис.б) характерно зональное строение рудных тел, обусловленное сменой условий рудоотложения на пути движения подземных вод. При этом выделяются 3 зоны: 1) тыловая, окисления и выщелачивания с положительным значением Eh; 2) центральная, инфильтрационного рудообразования на геохимическом барьере со скачкообразной сменой окислительной обстановки на восстановительную. 3) передовая, неизмененных пород.

В состав инфильтрационных урановых руд входят: вторичные оксиды урана (урановая чернь), силикаты урана (уранофан и др.), известковые слюды (отенит), медно-урановые слюды (торбернит) и другие оксидные производные урана. Урановые месторождения выветривания известны среди конгломератов, песчаников, углей и битуминозных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Месторождения меди. Некоторые геологи полагают, что медные руды в пластах красноцветных песчаников представляют собой продукты инфильтрационного переотложения из пород содержащих рассеянную медь, или из разрушающихся при выветривании коренных медных месторождений.

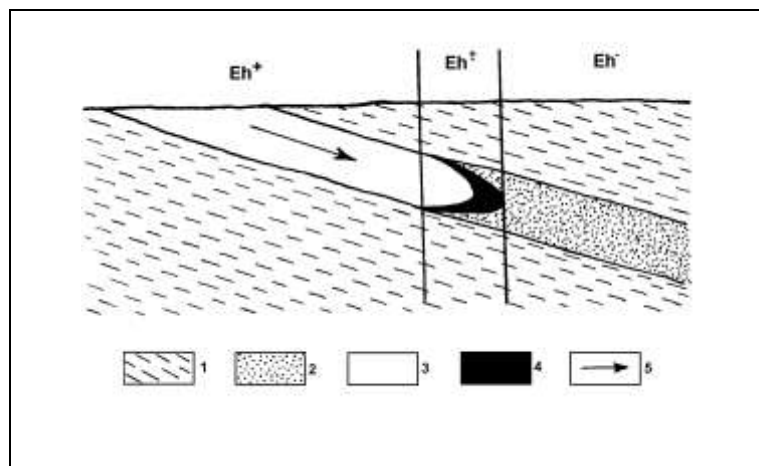


Рис.6 Инфильтрационное месторождение урана.

1 – глинистые водоупорные породы, 2 – песчаные водопроницаемые породы, 3 – зона пластового окисления песчаных пород, 4 – рудная залежь, 5 – направление движения вод.

Месторождения железа. Эти месторождения, в основном карбоната железа (сидерита), рассматриваются как продукты инфильтрационного взаимодействия грунтовых железосодержащих сульфатных вод с пластами проницаемых карбонатных пород, по которым они протекали.

Месторождения серы. Сера является одним из наиболее распространенных элементов земной коры. Ее кларк составляет 0,04% (среднее содержание в осадочных породах 0,3%).

Высокая геохимическая подвижность серы в природных геологических процессах обуславливает образование ее различных природных соединений. В настоящее время источниками получения серы являются: самородная сера; сера, содержащаяся в виде сероводорода в горючих газах; сера, содержащаяся в нефти и сульфидных рудах. В ряде стран серу извлекают из ангидрита, гипса и сероводородных вод. Получение серы из различных видов серосодержащего сырья в разных странах обуславливается имеющейся сырьевой базой и экономическими факторами, а также необходимостью защиты окружающей среды от загрязнения сернистыми отходами производства.

Наряду с самородной серой из указанных выше видов сырья наиболее важной является сера, содержащаяся в горючих газах и обеспечивающая получение высококачественного продукта чистотой до 99,9%. Исходя из современных технологических возможностей переработки сероводородсодержащих горючих газов для производства серы в качестве нижнего предела принимается содержание сероводорода в природных газах 0,075-0,15% при сумме кислых газов 0,5-1,0%.

В СНГ выявлен ряд газовых месторождений (Оренбургское и Астраханское в России, Газлинские в Узбекистане, Салман-Тепе и Гугуртли в Туркмении и др.), запасы серы в которых сопоставимы с запасами месторождений самородной серы. В промышленных масштабах сера извлекается также при очистке добываемых сернистых нефтей (Самарские заводы).

Месторождения самородной серы по условиям образования подразделяются на две основные группы: экзогенные инфильтрационно-метасоматические и вулканогенные. Типизация серных руд базируется в первую очередь на вещественном составе и текстурно-структурных их особенностях. Наибольшее практическое значение имеют инфильтрационно-метасоматические месторождения, в которых сосредоточено более 90% мировых запасов серы. Все промышленные месторождения этой группы своим происхождением обязаны процессам восстановления сульфатов углеводородами с последующим окислением сероводорода до элементной серы при участии сульфатредуцирующих бактерий. Сера этих месторождений почти всегда приурочена к сульфатно-карбонатным породам, слагающим кепроки солянокупольных структур, пластообразные и линзовидные залежи. Рудные пласты различной мощности (до 125 м) переслаиваются, как правило, с неосерненными седиментационными карбонатными и сульфатными породами.

1.5 Коры выветривания месторождений полезных ископаемых.

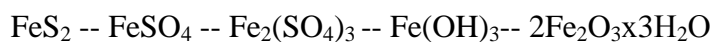
Тела полезных ископаемых вблизи земной поверхности подвергаются химическому и физическому выветриванию, изменяющему их минеральный, химический состав и концентрацию в них ценных компонентов. Приповерхностное изменение тел полезных ископаемых связано с тем, что минералы, слагающие вещество полезного ископаемого, попадая в обстановку высокого кислородного потенциала близь поверхности земли, оказываются в ней неустойчивыми и подвергаются разложению. При этом образуются новые соединения, часть которых сохраняется на месте, другая часть мигрирует и переотлагается поблизости, а третья часть выносится за пределы рудных залежей и рассеивается. В соответствии с этим основное направление изменения определяется как окисление, а интервал по вертикали, в пределах которого это изменение протекает, называется зоной окисления.

Наиболее радикальное изменение при выветривании претерпевает большая часть сульфидных рудных тел, а также некоторых пластов углей, залежей соли и серы.

В зоне окисления сульфидных рудных тел С.С.Смирнов выделяет три подзоны: окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Граница зоны окисления и зоны вторичного обогащения примерно совпадает с уровнем грунтовых вод (рис. 7). Однако,

по зонам трещиноватых проницаемых пород, окисление может проникать ниже, до глубины несколько сотен метров.

Ход химических преобразований тел полезных ископаемых в зоне окисления наиболее подробно разобран для сульфидных руд С.С.Смирновым. Основы химизма этого процесса сводятся к следующему. Сульфиды в зоне окисления под воздействием воды с растворенным в ней кислородом и CO_2 , а также обычно находящихся в ней в этих условиях H_2SO_4 , $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ отчасти CuSO_4 переходят в сульфаты. При этом труднорастворимые сульфаты остаются на месте, а легкорастворимая часть выносится циркулирующими водами. При этом, в обоих случаях, сульфатные соединения, являясь неустойчивыми, окисляются далее, и конечными продуктами измененных руд окажутся оксиды, гидроксиды, карбонаты, в меньшей степени фосфаты, арсенаты, ванадаты, молибдаты, хроматы, вольфраматы, ураниты, силикаты, самородные элементы. Цепь химических преобразований сульфида железа в зоне окисления имеет следующий вид:



В результате выхода первичных руд, в той или иной степени обогащенных сульфидами, оказываются прикрытыми на поверхности своеобразной “шляпой” состоящей из гидроокислов железа. Руды “железных шляп” в одних случаях представляют собой коричневые и желтые натёки, корки, губчатые пористые массы и почковидные образования, в других - землистые массы бурого цвета.

При окислении сульфидных руд в областях со сравнительно умеренной влажностью, в рассматриваемой подзоне наряду с окислами возникает много сульфатных соединений в виде ярозита $\text{KFe}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, который располагается сразу же под гидроокислами железа.

Высвобождающиеся при окислении первичных сульфидов различные металлы - медь, серебро, цинк, часть железа и другие медленно просачиваются вниз в виде слабых растворов сульфатных солей через подзону выщелачивания, расположенную ниже подзоны окисленных руд. Постепенно эти растворы выщелачивают из омываемых первичных руд сульфидные минералы. Последние, в свою очередь, в виде растворов и коллоидов просачиваются из подзоны выщелачивания далее в глубь, в трещиноватые первичные руды.

Это приводит к формированию другой, ниже расположенной подзоны вторичного сульфидного обогащения или цементации. Эта подзона развивается в первичных рудах за счет взаимодействия сульфатных растворов зоны выщелачивания с неизменными сульфидами. В этой подзоне в условиях восстановительной среды происходит восстановление растворенных сульфатных форм различных металлов и выпадение новых труднорастворимых сульфидов.

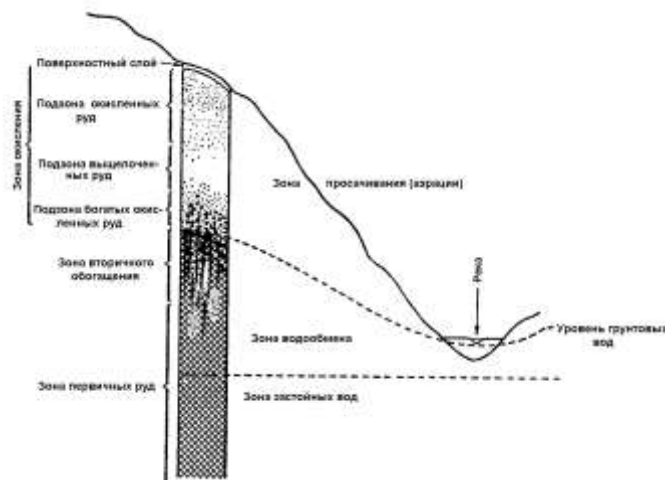
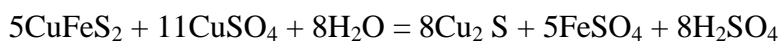
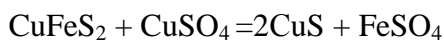


Рис. 7. Зоны вторичных изменений, образованные при окислении сульфидных месторождений (по В.И.Смирнову, 1976).



В результате их появляется два новых сульфида меди - ковеллин и халькозин. При формировании подзоны вторичного сульфидного обогащения количество меди, связанной ранее с первичными сульфидами, сохраняется. К ней добавляется еще значительное количество металла, восстанавливающегося из нисходящих медьсодержащих сульфатных растворов и фиксирующегося в новой сульфидной форме. Естественно, что при таком течении процесса суммарное количество металла в зоне вторичного обогащения значительно возрастает. Если мощность вышерасположенных подзон окисленных руд и выщелачивания значительна и достигает десятков метров, то в подзоне вторичного обогащения концентрация некоторых металлов извлеченных из вышерасположенных подзон, может возрасти в 5-10 раз и более по сравнению с первичными сульфидными рудами. Это в первую очередь относится к меди, серебру и кадмию.

Над зоной вторичных сульфидов, в слое сыпучки, часто в повышенном количестве концентрируется также золото.

Зона окисления руд различных металлов формируется неодинаково в различных условиях. Если руды свинца и цинка, сурьмы, урана, олова, золота и некоторых других металлов содержат довольно большое количество пирита или какого-либо другого сульфида железа, то над ними всегда оказывается развитой "железная шляпа". Однако, при окислении руд свинцово-цинковых месторождений, представленных галенитом (PbS) и сфалеритом (ZnS), поведение этих минералов в зоне выветривания различно. При окислении галенита образуется трудно растворимый сульфат свинца - англезит (PbSO_4), который наподобие рубашки окружает зерна галенита и резко замедляет его дальнейшее окисление. Однако, при

залегании руд свинца в известняках, сульфат свинца постепенно растворяется под действием карбонатсодержащих вод и переходит в трудно растворимый церуссит ($PbCO_3$), накапливающийся преимущественно в нижней части зоны окисления.

Сульфат цинка в отличие от сульфата свинца очень хорошо растворим, поэтому сфалерит на поверхности не сохраняется. Цинковые соединения в сульфатных водах перемещаются в любой геологической обстановке и либо растворяются, либо частично проникают в коренные породы глубоко вниз. Цинковые соединения хорошо накапливаются в различных карбонатных породах и, прежде всего, в известняках в виде смитсонита $ZnCO_3$.

Сульфат цинка очень подвижен, поэтому он может выноситься довольно далеко в сторону от первичных руд.

Зона окисления и вторичных руд на некоторых месторождениях золота. Достаточно четко зона окисления проявляется в золотоносных рудах, содержащих повышенное (не менее 10-20% от общей массы первичных руд) количество сульфидов железа. Дело в том, что золото очень часто в виде мельчайших зернышек размером от нескольких до десятков микрометров находится внутри кристаллов пирита FeS_2 , арсенопирита ($FeAsS$), халькопирита ($CuFeS_2$), блеклой руды, ассоциирующих с кварцем и другими минералами. При разрушении и окислении этих сульфидов над первичными рудами золота возникают скопления бурых гидроокислов железа, а также натеки, землистые и порошковатые массы желто-зеленого скородита ($Fe[AsO_4] \cdot xH_2O$) образующегося в результате окисления арсенопирита, который часто сопутствует золотоносным жилам.

При окислении сульфидов золото сначала остается в продуктах окисления - порошковатых скоплениях окислов, в которые постепенно переходят сульфиды. Окислы эти легко поддаются механическому разрушению. Высвобождающиеся при этом тяжелые мелкие золотишки в связи с большой плотностью начинают перемещаться вниз в твердом состоянии. Этому процессу способствуют нисходящие воды, пропитывающие зону окисления первичных руд. Очень мелкие золотишки могут образовывать коллоиды или взвеси, а также перемещаться вниз из одной подзоны окисляющихся первичных руд в другую подзону. Вероятно очень небольшая часть золота может растворяться в сульфатных водах и перемещаться в виде истинных растворов.

Таким образом золото, перемещаясь в той или иной форме, скапливается в нижней части зоны окисления среди кварцевой, кварцево-баритной или кварцево-гипсовой сыпучки, а также в верхней части подзоны вторичного обогащения. Концентрация при этом золота может возрастать в несколько раз по сравнению с содержанием его в первичной руде.

1.6 Осадочные месторождения.

Механические осадочные месторождения (россыпи). Месторождения россыпей формируются вследствие концентрации ценных минералов среди обломочных отложений, возникающих в процессе разрушения и переотложения вещества горных пород и коренных месторождений полезных ископаемых у поверхности Земли. На месте разрушения коренных источников возникают элювиальные россыпи, описанные выше. При смещении выветрелого материала по склону формируются делювиальные россыпи. Накопление материала у подножья склонов может привести к образованию пролювиальных россыпей. Перемываемый реками обломочный материал служит основой для образования речных или аллювиальных россыпей. Вынесенный в водоемы он образует вдоль берегов озер, морей и океанов прибрежные или литоральные россыпи. В результате ледниковой деятельности могут возникнуть ледниковые или гляциальные россыпи, а в результате деятельности ветра - эоловые россыпи.

По времени образования россыпи могут быть современными и древними. По условиям залегания они могут быть открытыми или погребенными под толщей пород, сформировавшихся после образования россыпи.

По форме залежей среди россыпных месторождений выделяются плащевые, пластовые, линзовидные, ленточные, шнурковые и гнездовые разновидности.

Протяженность россыпей изменяется в больших пределах от десятков метров до первых километров. Особенно большую протяженность имеют прибрежные россыпи. Так россыпи Бразилии вытянуты вдоль берега Атлантического океана на 200-300 км.

В россыпях концентрируются минералы, для которых характерны: высокая плотность, химическая устойчивость в зоне выветривания и физическая прочность. Исходя из этого в россыпях присутствуют (в скобках указана плотность в г/см³): золото (19-16), платина (19-14), киноварь (8), колумбит, танталит (8-15), вольфрамит (7), шеелит (6), монацит (5), магнетит (5), ильменит(5-4), циркон (4,5), корунд (4), рутил (4), гранат (6-4), топаз (6-3,5), алмаз (3,5). Источниками минералов, образующих россыпи могут быть: коренные месторождения полезных ископаемых, рассеянные минералы горных пород и древние россыпи. Делювиальные россыпи формируются при сортировке обломочного материала в процессе движения его по склону. Смещение обломочной массы по склону происходит под влиянием силы тяжести и временных потоков. По мере продвижения вниз по склону тяжелые обломки с ценными минералами сепарируются в продольных ложбинах и россыпь разбивается на струи. Среди делювиальных россыпей известны месторождения золота и алмазов Африки, касситерита и вольфрамита, корунда в Казахстане.

Дельювиальные россыпи имеют значение не только как объекты возможной добычи тех или иных полезных ископаемых, но еще больше как важнейший поисковый признак, приводящий к установлению коренных месторождений.

Проллювиальные россыпи образуются в засушливых аридных областях с расчлененным рельефом при выпадении редких, но бурных ливней, в результате которых к подножьям склонов кратковременными потоками сносится большое количество обломочного материала. Этот материал накапливается в устьевых частях сухих логов, образуя конуса выносов, к которым и приурочиваются проллювиальные россыпи. Обломочный материал слабо окатан и плохо сортирован. Распределение рудных минералов неравномерное, нередко встречаются обогащенные участки и полосы концентрации. Месторождения данного типа встречаются крайне редко. Известны проллювиальные россыпи алмазов Африки и монацита Сибири.

Аллювиальные россыпи. В классе аллювиальных россыпей В.И.Смирновым выделяются подклассы: косовой, русловой, долинный, террасовый и дельтовый (рис. 8).

Косовые россыпи приурочены к прирусловым отмелям и косам. Формируются в речных отложениях высокой воды, распределяясь в виде частых, но мелких скоплений тонкозернистых минералов в верхней части песков и галечников. Они подвержены легкому размыву, могут сформироваться в одно лето и полностью смыться в следующий паводковый сезон. Практическое значение невелико.



Рис. 8. Схема размещения россыпных месторождений различных классов и подклассов в поперечном сечении речной долины.

Дельтовые россыпи относятся к переходным от речных к прибрежным. В дельтовой фации аллювия иногда накапливается тяжелая фракция ценных металлов, обычно в виде мелких спорадических струй тонкозернистого состава.

Русловые, долинные и террасовые россыпи приурочены к основанию аллювиальных отложений соответствующих элементов речных систем.

В поперечном сечении аллювиальных россыпей выделяются (рис. 9): 1) плотик, 2) пески или пласт, 3) торфа, 4) почвенный слой.

Плотик бывает коренной и ложный. Коренной плотик сложен коренными породами дна реки, состав и строение которых имеет огромное значение в формировании россыпей. Ложный плотик подстилает верхние залежи сложных россыпей. Обычно ложный плотик представлен пластом плотной глины, находящимся в породах кровли, расположенных ниже золотоносных песков.

Пески состоят из валунно-галечных отложений, содержащих в качестве связующей массы ту или иную примесь песчаного и глинистого материала.

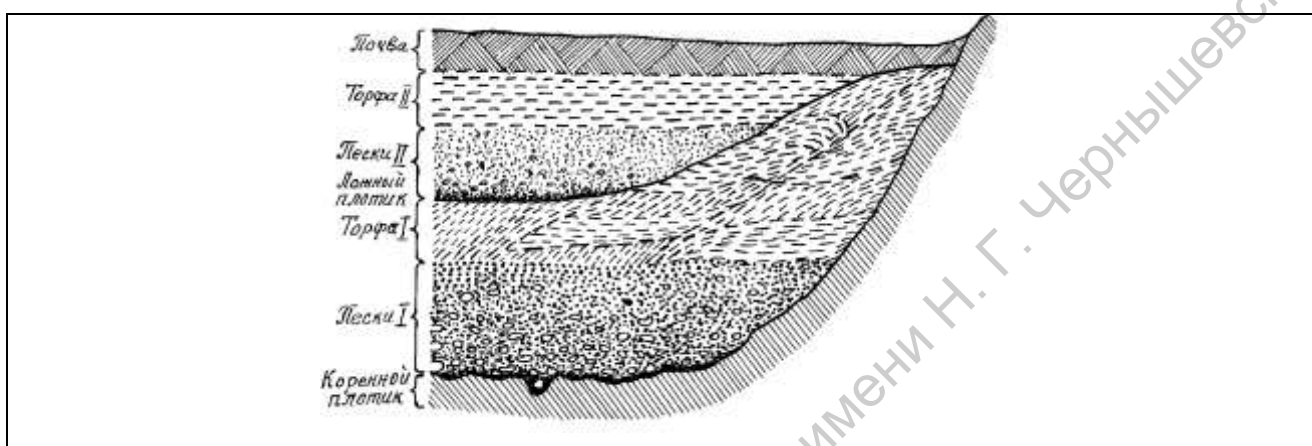


Рис. 9. Строение аллювиальной россыпи в поперечном разрезе (по В.И.Смирнову, 1976).

В них концентрируется основная масса тяжелых минеральных частиц, образуя так называемый “пласт”.

Торфа представляет собой песчано-глинистые осадки, иногда с линзами галечника, обедненные тяжелыми минералами и слагающие породы кровли “пласта”. Аллювиальные россыпи могут начинаться непосредственно от коренного источника, когда в речные отложения поступает хорошо гранулированный материал глубоко проработанной коры выветривания. При формировании россыпи за счет разрушения крупнообломочного материала речным потоком и освобождения ценных минералов на некотором этапе их пробега россыпные месторождения не прилегают непосредственно к коренному источнику.

От вершины, или головы, россыпь вытягивается вниз по течению реки на разное расстояние в зависимости от гидрологического режима, богатства коренного источника. Крупные зерна золота размером 0,2-0,5 мм и более фиксируются в головной части россыпи, формируя промышленные месторождения длиной от нескольких километров до 10-12 км, заключающие 80-90% запасов. Более тонкое золото сносится вниз по течению, проследиваясь в речных косах, иногда отстоящих от коренных источников на несколько десятков и даже сотен километров. При прочих равных условиях далее всего распространяются наиболее легкие и прочные зерна, иногда транспортируемые рекой более чем на 500 км. Вольфрамит,

касситерит и колумбит, менее прочные зерна которые не выдерживают длительного переноса, образуют значительно более короткие россыпи.

Ценные минералы почти никогда не распределены в пласте равномерно.

Среди аллювиальных россыпей известны различные, в том числе крупные месторождения.

Перенос обломочного материала рекой начинается при достижении некоторой скорости течения воды. При малых скоростях течения донные обломки находятся в покое. Перенос обломков вниз по течению реки имеет скачкообразный характер, называемый сальтацией.

Концентрация ценных минералов осуществляется в участках торможения речных потоков.

Россыпи, приуроченные к различным геоморфологическим элементам речных долин, каскадом спускаются от водораздела к руслу реки (рис. 8).

Формирование всех этих россыпных месторождений связано с эрозионной деятельностью реки. Эрозионный цикл распадается на раннюю или юную, среднюю или зрелую, позднюю или дряхлую стадии. В юную стадию происходит в основном интенсивное углубление ее русла. Река течет в порожистых ущельях, имеет крутой уклон и быстрое течение, пропиливающее ее русло. В эту стадию преобладает снос продуктов размыва, неблагоприятный для образования россыпей.

В зрелую стадию осуществляется разработка речной долины при преобладающей боковой эрозии. В реке происходит сортировка обломочного материала и накопление ценных минералов в его основании. Эти условия оптимальны для создания речных россыпных месторождений.

В дряхлую стадию, с выработанным профилем реки, эрозионная деятельность предельно снижается и формирование речных россыпей практически прекращается.

При повторяющихся эрозионных циклах происходит переработка речных отложений предшествующего цикла вместе с заключенными в них россыпями, приводящая обычно к выносу значительной массы “пустых” осадков и обогащению вновь возникающих россыпей ценными материалами. Таким способом образуются наиболее значительные аллювиальные россыпи.

Латеральные россыпи. Латеральные, или прибрежные морские и океанические, россыпи отличаются следующими особенностями (по В.Пятнову):

- они располагаются узкой полосой между линиями прилива и отлива, а в закрытых бассейнах - в зоне прибоя;

- для них наиболее типичны россыпи рутила, ильменита, циркона, т.е. аксессуарных минералов горных пород; реже встречаются россыпи касситерита и алмазов, совсем редко - золота и платины; содержание типичных минералов в этих россыпях значительно выше, чем в аллювиальных, и достигает десятков процентов;

- им свойственны хорошо отсортированные, равномернозернистые, обычно тонкозернистые, хорошо окатанные скопления ценных минералов;

- протяженность таких россыпей может быть очень большой, достигать десятков и даже сотен километров, но мощность пластов, обогащенных ценными минералами, измеряется всего лишь сантиметрами и десятками сантиметров, редко превышая 1 м;

- в продольном направлении россыпи имеют форму струй, а в поперечном разрезе - форму узких линз, постепенно выклинивающихся в сторону суши и моря.

Латеральные россыпи формируются при сносе разложенных масс горных пород с берегов. Главная масса выветрелых пород сносится в море или океан прибрежными реками. Затем легкие минералы выносятся вдаль от берега, а тяжелые ценные минералы накапливаются близ побережья. Продольными прибрежными течениями они вытягиваются от устья рек вдоль берега. Затем под воздействием приливно-отливных волн выбрасываются на пляж и, оседая, формируют прибрежные россыпи.

Среди латеральных россыпей различают современные и древние или ископаемые.

Прибрежные россыпи бывают значительных размеров. Запасы тяжелых минералов местами оцениваются в несколько миллионов тонн.

1.7 Механические осадочные месторождения.

Типичными представителями механических, или обломочных, осадочных месторождений служат месторождения гравия, песка, глины и их смеси.

Песчано-гравийная смесь. Под техническим термином “песчано-гравийная смесь” понимается рыхлая осадочная горная порода, состоящая из обломков резко различной размерности, - от крупных глыб и валунов - до тончайших глин. Песчано-гравийная смесь без разделения используется в строительстве земляных сооружений - насыпных плотин, каналов железнодорожных и автомагистральных насыпей, а также для засыпки оврагов и постройки оснований под сооружения.

В строительстве в качестве строительного материала применяется отсортированный продукт. Песчано-гравийная смесь рассеивается на грохотах с получением различных фракций, используемых в качестве заполнителя бетона, а также в дорожном строительстве.

По генезису месторождения песчано-гравийной смеси бывают: 1) временных горных потоков и конусов выноса, 2) отложения рек, 3) отложения ледников (зандры, озы, камы и камовые террасы), 4) прибрежные морские и озерные.

Месторождения песка. По условиям образования пески разделяются на: 1) элювиальные, 2) делювиальные, 3) пролювиальные, 4) аллювиальные, 5) флювиогляциальные, 6) озерные, 7) морские и океанические, 8) золовые. Наибольшее практическое значение имеют аллювиальные, озерные и морские пески.

Кварцевые пески (стекольные и формовочные).

Кварцевые пески формируются в процессе размыва древних кор выветривания. По мнению В.П.Петрова наиболее чистые кварцевые пески с содержанием 98-99% SiO_2 непосредственно пригодны для стекольного производства и даже для изготовления высших сортов стекла, образуются при накопления песка в озерных водоемах куда сносятся только продукты размыва верхнего горизонта коры выветривания гранитоидов. Такие месторождения не могут быть крупными, а кварц в песках имеет местное происхождение.

Формовочные пески используются для изготовления литейной формы, в которую заливается жидкий металл. Качество отливки во многом зависит от материала, из которого изготовлена форма. При оценке кварцевого песка как формовочного выделяются классы по минеральному составу, причем учитывается количество кварца, окислов железа и щелочей, служащих плавнем. Особенно вредной является пленка железистых окислов.

Месторождения глин. По условиям образования выделяются месторождения: 1) кор выветривания, 2) делювиальные, 3) аллювиальные, 4) озерные, 5) морские, 6) ледниковые. Главные глинообразующие минералы: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, алофан и гидрослюды. В подчиненном количестве присутствуют обломки горных пород: кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены, слюды и др. минералы.

Большинство глин являются пластичными, т.е. способными образовывать с водой пластичное тесто, сохраняющее при высыхании приданную ему форму и становящееся камнеподобным после обжига. Однако существуют и неразмокающие, так называемые сухарные глины, или “флинтклей”, а также аргиллиты, которые подобно глинам обладают тонкодисперсным строением, близким минеральным и химическим составом. Важнейшими свойствами глин определяющими применение их в промышленности, являются - пластичность, связность, набухание, усадка, спекаемость, огнеупорность, вспучиваемость, адсорбционные свойства, цвет, водоупорность, относительная химическая инертность и др.

Главная масса глинистых минералов идет в производство керамических изделий, огнеупорных материалов, в цементную промышленность, используется в качестве наполнителей, служит как строительный материал особенно при гидротехническом строительстве и др. отраслях народного хозяйства.

1.8 Химические осадочные месторождения.

Среди хемогенных осадочных месторождений различают образованные из истинных растворов, к которым принадлежат соли, гипс, ангидрит, бораты, барит, и возникшие из коллоидных растворов к которым относятся руды железа, марганца, алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов.

Месторождения солей. Галогенные, или эвапоритовые, месторождения минеральных солей состоят из хлоридов и сульфатов натрия: (галит NaCl , сильвин KCl , карналлит $\text{KClMgCl}_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$, тенардит Na_2SO_4 , мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$), сульфатов магния: кизерит $\text{MgSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$, эпсомит $\text{MgSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$; сульфатов кальция: ангидрит CaSO_4 , гипс $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$, глауберит $\text{CaSO}_4 \times \text{NaSO}_4$ и др.

Месторождения солей являются составными элементами галогенных формации и образуются замкнутых и полузамкнутых водоемах аридных областей благодаря преобладанию испарения над выпадающими осадками в аридных областях. При этом соленость вод прогрессивно увеличивается, создаются пересыщенные растворы, из которых начинается последовательное отложение солей. Возникающие при этом отложения называют эвапоритами, а сам процесс - галогенезом. Бассейны, в которых идет отложение эвапоритов, называют солеродными. Масштабное отложение эвапоритов в геологической истории Земли происходило в кембрии, девоне, перми, юре, мелу и неогене. Солеродные бассейны могут быть не только морского происхождения. Они возникают также и в результате привноса реками солей в бессточные озера. Процесс отложения солей в них носит название континентального галогенеза.

Исследования И.Узилио, Н.С.Курнакова, М.Г.Валяшко показали, что первым, при ступении морской воды в солеродных бассейнах выпадает карбонат магния (отложение карбоната кальция происходит из морских нормальной солености), затем сульфат кальция. После сокращения объема нормальной морской воды в 10 раз (примерно до солености 330 г/л) начинается отложения галита. При еще большем ступении из раствора (рапы) начинают осаждаться сильвин, далее карналлит. И завершается галогенный процесс отложением бишофита.

Типичных солеродных бассейнов с галогенезом морского типа в настоящее время на земной поверхности нет (ввиду геократического характера современной эпохи). Исключением является небольшой залив в Перу (залив Бокана-де-Вирилла длиной 20 км). а также своеобразные береговые заливы Красного моря и Персидского залива – себхи.

Все известные крупные соляные месторождения формировались в обстановке жаркого и сухого климата в предгорных прогибах или синклинальных прогибах платформ. Их плавное и устойчивое прогибание обеспечивало, с одной стороны, длительное испарение и

концентрацию солей, а с другой накопление крупных соляных масс, формирующих залежи большой мощности. Такие соляные месторождения известны в Предуралье, Предкарпатском, Закарпатском, Донецком, Прекордильерском и других передовых прогибах, а также в Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Московской, Вилуйской и других синеклизах, поперечных прогибах и краевых впадинах платформ. Некоторые соляные месторождения содержат бор в виде рассеянного калиборита. В рассолах некоторых озер фиксируются бром и йод.

Минеральный состав ископаемых континентальных галогенных формаций содового типа: трона, сода, нахколит, давсонит, термонатрит, и другие минералы.

С галогенными отложениями связаны месторождения калийных и магниевых солей, каменной соли, рассолов с высокими содержаниями бора, брома рубидия и лития. В кепроках солянокупольных структур известны скопления самородной серы. В последние годы в калийных месторождениях установлены существенные содержания платиноидов и золота, генезис которых пока еще остается спорным. Значительное прогибание, бескислородные условия регионов соленакопления обуславливают в соленосных бассейнах генерацию, эмиграцию и аккумуляцию углеводородов. Кроме того в солеродных бассейнах может захороняться много органического вещества, привносимого океанической водой. Бескислородные условия и большие скорости накопления галогенов способствует тому, что ОВ fossilизируется в неокисленном состоянии. Это обеспечивает наиболее полное его преобразование его в УВ. Приуроченность многих областей соленакопления к рифтовым зонам обуславливает повышенный тепловой поток, связанный с «восходящими конвекционными токами мантийного вещества и раздувами астеносферного слоя».

Среди малых, входящие в состав галогенных пород можно выделить кластофильные и галофильные. Кластофильная группа представлена Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Pb – теми же элементами, что и в гумидном типе осадочного процесса, поступающими в бассейн с терригенными частицами. Галофильную группу образуют F, Sr, B, Br, J, Rb, Cs, Li. Они находятся в морской воде в растворенной форме и накапливаются по мере ее сгущения.

Руды железа, марганца и алюминия. Осадочные месторождения железа, марганца и алюминия (бокситы) формируются из суспензий и коллоидных растворов на дне рек, озер и морских водоемов.

По мнению акад. Н.М.Страхова современное представление о генезисе бокситов, железных и марганцевых руд свидетельствует о том, что они связаны с разными стадиями элювиального процесса на водосборах.

Действительно, латеритные бокситы возникают на конечной кислой стадии формирования коры выветривания, а осадочные озерные и морские - при последующем

механическом переотложении латеритного горизонта. Бокситы связываются генетически с доведенным до конца выветриванием исходных пород.

Железные руды коррелируют во времени также с кислой стадией коры выветривания, притом такой ее вариацией, когда пониженный pH элювия сочетается с восстановительной средой, разрешающей миграцию Fe^{2+} в виде бикарбоната.

Что касается руд марганца, то благоприятные условия для них создаются, наоборот, - в начале элювиального процесса на щелочной его стадии. Это позволяет довольно подвижному марганцу уходить из коры выветривания и более или менее значительно отделяться от железа, остающегося в коре выветривания и начинающего свою миграцию позже, на кислой стадии корообразования.

Максимальное количество железа мобилизуется при выветривании ультраосновных и основных пород с высоким содержанием этого металла. Для накопления бокситов наиболее благоприятны коры выветривания основных, средних и кислых пород, а для марганца - зоны выветривания пород с повышенным количеством этого металла.

Вынос соединений всех трех металлов осуществляется реками и грунтовыми водами, высачивающимися на дне водоемов. Перенос соединений железа, марганца и алюминия осуществляется в форме тонких взвесей коллоидных и истинных растворов. Главными соединениями металлов в растворе речной воды являются гидраты оксидов, бикарбонаты и органические соединения, иногда сульфаты и хлориды.

Отложение соединения всех трех металлов происходит в прибрежной зоне озер и морей, главным образом под воздействием электролитов, растворенных в водах этих водоемов, коагулирующих коллоиды металлических соединений и переводящих их в осадок.

В связи с различной геохимической подвижностью соединений железа, марганца и алюминия происходит их дифференциация в прибрежной зоне. В ходе этой дифференциации вначале ближе к берегу накапливаются бокситы, затем в верхней части шельфа отлагаются железные руды, а еще дальше, уже в нижней части шельфа, происходит садка марганцевых руд. Дифференциация минеральной массы проявляется не только в разделении трех металлов, но также и в изменении минерального состава руд этих месторождений по направлению от берега вглубь водоема. В залежах марганцевых руд в этом направлении происходит смена четырехвалентных соединений трехвалентными и, затем, двухвалентными, замена оксидных соединений карбонатными. Для залежей железных руд в том же направлении намечается переход от оксидов к карбонатам и затем к силикатам.

Месторождения алюминия (бокситы). К глиноземистым породам относятся латериты и бокситы. Латериты - продукты глубокого выветривания кристаллических пород (кора

выветривания). Бокситы бывают латеритными, осадочными платформенными и осадочными геосинклинальными.

Латеритные бокситы или остаточные (элювиальные) сохраняют структуру материнских пород, - поэтому они называются псевдоморфными или метасоматическими. Осадочные платформенные бокситы приурочены к делювиальным, аллювиальным и котловинным (озерным отложениям). Геосинклинальные бокситы обычно залегают на закарстованной поверхности известняков и покрываются карбонатными породами с морской фауной. Залежи бокситов имеют форму пластов, линз, лентовидную и гнездообразную. они достигают длины и ширины нескольких километров при мощности до первых десятков метров. Многие из них выполняют карстовые воронки. Осадочные бокситы имеют бобовую, бобово-оолитовую, брекчиевую, песчаниковую и афанитовую структуры. Они бывают каменистые, кавернозные и рыхлые.

Главными составными частями бокситов являются моногидратные окислы алюминия, представленные бёмитом $Al_2O_3 \cdot xH_2O$, его полиморфной модификацией - диаспором $Al_2O_3 \cdot xH_2O$ и тригидратные соединения $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ - гидраргиллит, называемый также гиббситом.

Кроме перечисленных минералов, определяющих практическую ценность бокситов, характерно постоянное присутствие минералов - гематита, гётита, магнетита, сидерита, титана-рутила, анатаза, ильменита. Кремний присутствует в виде кварца или в составе глинистых минералов - каолина и галлуазита. Отнесение породы к алюминиевой руде определяется не только содержанием в ней Al_2O_3 , а также рядом других параметров, и в первую очередь кремниевым модулем (Al_2O_3 / SiO_2), количеством щелочей (полезная примесь), серы, кальция (вредные примеси). Наиболее высокий сорт бокситов должен содержать не менее 50% Al_2O_3 при кремниевом модуле более 12. Самый низкий сорт имеет более 37% Al_2O_3 и кремниевый модуль более 2.

Месторождения железа имеют форму пластов и пластообразных залежей. Размеры их достигают крупных величин. В длину отдельные пласты протягиваются на десятки, а их свиты на сотни километров, мощность до десятков метров. Перенос железа происходит в виде коллоидных растворов с образованием гелевых сгустков, которые далее, в прибрежной зоне разносятся. Таким образом формируются скопления железа в реках (аллювиальные руды), дельтах, лиманах и прибрежной зоне. В дельтах и лиманах образуются оолитовые руды.

Состав руд в зависимости от pH и Eh различный. Наиболее распространены гидроокисные и окисные руды, представленные гетитом $Fe_2O_3 \cdot xH_2O$, гидрогетитом $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, гематитом Fe_2O_3 и магнетитом Fe_3O_4 . Окисные железистые породы массивны, но чаще кавернозны и обладают конкреционным строением. Среди них распространены бобовые

(бобовая руда) или оолитовые разновидности с зернами величиной от долей миллиметра до 20 мм в поперечнике.

Силикатные руды состоят из лептохлоритов (шамозита, тюрингита и др.), карбонатные - сидерита FeCO_3 . Для силикатных и карбонатных неметаморфизованных руд характерна также оолитовая структура.

Окисные руды образуются на поверхности суши (элювиальные и озерные руды) или на дне моря. Основным источником железа для после протерозойских железистых пород является выветривание изверженных пород, в особенности основных и ультраосновных.

Для образования более древних железных руд, вероятно, большое значение имела и вулканическая деятельность, в процессе которой в океанические воды гидротермами выносилось большое количество растворенных веществ, в том числе и соединений железа.

При выветривании материнских пород железо концентрируется в коре выветривания, образуя элювиальные месторождения, или выносятся из нее в виде бикарбонатов, окисных соединений (особенно при наличии защитных гумусовых коллоидов) и органо-минеральных соединений. Благодаря коагулирующему воздействию морской воды на коллоидные растворы железа накопление морских железных руд происходило, преимущественно, в прибрежных участках.

Образование осадочных железных руд происходило в различной тектонической обстановке. Наиболее резко различаются между собой геосинклинальные и платформенные типы. Геосинклинальные железные руды в докембрийских толщах представлены обычно кремнисто-железистыми породами, с которыми и связана подавляющая часть известных запасов осадочных железных руд. В более молодых отложениях основным видом железных руд являются мелководные оолитовые окисные, шамозитовые (реже сидеритовые) руды. Возможно, что их образованию способствует переходный тектонический режим. Шамозитовые руды образовались в прибрежных участках морских бассейнов при недостатке кислорода среди богатых железом осадков. К платформенным областям приурочены преимущественно озерно-болотные железные руды.

Месторождения марганца. Марганцевые руды осадочного происхождения образовались в результате хемогенного и биохемогенного осаждения в условиях мелководных морских заливов и прибрежной области моря, а также в озерно-болотных условиях на суше.

Главными минералами, слагающими марганцевые руды являются: псиломелан $\text{MnO}_2 \cdot x\text{MnO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, пиролюзит MnO_2 , вернадит $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, манганит MnO_2 , $\text{Mn}(\text{OH})_2$, родохрозит MnCO_3 , родонит $(\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mn}) \text{SiO}_3$. Среди осадочных месторождений марганца И.Варенцов, В.Рахманов и др. выделяют четыре фациальные разновидности:

- 1) прибрежно-морские платформенные (Никольское на Украине и Чиатурское в Грузии,

- 2) прибрежно-морские субплатформенные (Усинское в Кузнецком Алатау),
 3) миогеосинклинальные (Малый Хинган), 4) эвгеосинклинальные (Магнитогорский синклиорий на Урале).

Месторождения марганца и железа на дне современных океанов. Грандиозные запасы этих руд сосредоточены в железомарганцевых конкрециях, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов в виде корок, плит и конкреций. Главными рудными минералами являются вернадит, псиломелан, гидрогетит и монтмориллонит.

Средний химический состав конкреции в (%): Mn - 20, Fe -16, Co - 0,33, Ni - 0,6, Cu - 0,35, Pb - 0,35 - 0,2, Zn - 0,08 - 0,4, Ag - 0,0003.

Запасы железомарганцевых конкреций в придонной части Мирового океана достигают колоссальной цифры $2,5 \times 10^{12}$ т, что на 2 - 4 порядка выше суммарных запасов, учтенных во всех месторождениях железа и марганца на континентах.

1.9 Биохимические осадочные месторождения.

Фосфориты. Среди фосфоритов выделяются платформенные и геосинклинальные месторождения. Фосфоритовые залежи обычно имеют пластовую или пластообразную форму и обладают значительными размерами. Так зона распространения фосфоритовых пластов геосинклинального месторождения Каратау в Западном Казахстане вытянута на 100 км при ширине 40-50 км, содержит от одного до семи пластов, они окрашены обычно в темные тона, макроскопически похожи на песчаники, кремь и яшму. В шлифе видно, что они состоят из комочков (псевдооолитов) фосфата сцементированных аморфным фосфатом.

Платформенные желваковые или конкреционные фосфориты. Они состоят из конкреций, стяжений фосфатного вещества, фосфатизированных органических остатков размером 0,5-5 см, иногда до 15 см. Вмещающий материал - глауконит-кварцевые пески, глины, аргиллиты. Иногда такие желваки-конкреции срастаются, образуя фосфоритную плиту. Эти фосфориты широко развиты среди верхнеюрско-нижнемеловых осадочных толщ Восточно-Европейской платформы (Егорьевское, Вятско-Камское месторождение и др.). Главными минералами, слагающими фосфориты являются: карбонат-апатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \times \text{CaCO}_3$, фторапатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \times \text{CaF}_2$, гидроксилapatит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \times \text{Ca}(\text{OH})_2$ и ряд минералов близких к ним, - даллит (подолит), курскит, штаффелит и аморфный фосфат - коллофанит. Фосфориты содержат P_2O_5 от 10 до 40% и часто обнаруживают повышенные концентрации редкоземельных и радиоактивных элементов.

Источником фосфора для фосфоритовых месторождений служит сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Фосфор, сносимый в морские водоемы, усваивается животными и растительными организмами. Обычно фосфор жадно усваивается

морскими организмами в приустьевых частях рек, создающих своеобразный биофильтр, не пропускающий растворенные фосфаты в центральные части водоемов. Фосфор поступает туда исключительно в биомассе, из которой он и может накапливаться на дне водоемов. По мнению некоторых геологов, основным источником фосфора, растворенного в морской воде, является фосфор, привносимый подводными вулканическими эксгаляциями.

Образование платформенных фосфоритов, связанных с терригенной глауконитовой формацией происходило стадийно. Широкое проявление апвеллинга (поднятия холодных глубинных вод) способствовало привносу концентрированных масс растворенного в морской воде фосфора в прибрежную зону. В стадию седиментогенеза при массовом осаждении фосфатов образуются значительные скопления слабонакристаллизованных фосфатных минералов. При диагенезе этих осадков происходит интенсивное перераспределение фосфатного вещества с образованием микроконкреций, линз и слоев. Многократные донные переемы осадков на различной стадии их литификации приводят к сгуживанию микроконкреций в конкреции и фосфоритные пласты.

Особо выделяются богатые галечниковые фосфориты. Они сложены окатанной галькой и гравием песчано-фосфатного вещества и фосфатизированных окаменелостей. Содержание P_2O_5 в таких рудах может достигать 32-33%. Их образование связывают за счет разрушения и переотложения зернистых фосфоритов в озерных пресноводных бассейнах.

Более сложным биохимическим путем накапливался фосфор в области шельфа платформенных и геосинклинальных морей (гипотеза Казакова). Поверхностные воды морей и океанов бедны P_2O_5 (5-10 мг/м³). С глубиной содержание его заметно повышается, достигая на глубине 500 м - 300 мг/м³. Одновременно с глубиной понижается температура воды, а давление увеличивается. Все это приводит к возрастанию парциального давления CO_2 . Высокое парциальное давление CO_2 препятствует осаждению карбонатов и фосфатов на этой глубине. При подъеме (апвеллинг) этих холодных, обогащенных P_2O_5 и CO_2 вод на шельф глубина 50-250 м происходит их нагревание и потеря CO_2 . Это способствует осаждению сначала карбонатов, а затем, ближе к берегу, и фосфатов.

Источником P_2O_5 в морской воде является разложение планктонных организмов. Так возникают условия для химической садки кальцита и фосфорита, их концентрации на склоне шельфа и образования пластов фосфоритов геосинклинального типа. Таковы месторождения Каратау в Западном Казахстане, месторождения формации Фосфория в США.

Карбонатные породы. Карбонатные породы сложены главным образом кальцитом, доломитом. Это в первую очередь различные известняки, доломиты, мел, мергели, а также травертины, известковая глина.

Осадочные карбонатные породы могут быть образованы в морских, лагунных и озерных условиях хемогенным, органогенным и кластогенным путем.

Наибольшее значение для цементной промышленности имеют карбонатные породы, входящие в состав двух рядов: известняк CaCO_3 - доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и карбонатная порода - глина, что приводит к появлению переходных между глинами, известняками и доломитами пород.

Поскольку содержание оксида магния MgO в цементной шихте ограничено, доломиты и даже доломитовые известяки мало пригодны в качестве цементного сырья, представляя большой интерес для металлургии как огнеупоры, тогда как известняки, в том числе и доломитистые, являются наиболее распространенными карбонатными компонентами этого сырья. Карбонатно-глинистые образования, объединяющие в себе оба главных компонента цементной шихты, представляются самым благоприятным сырьем для цементной промышленности.

Крупные месторождения цементного сырья находятся в районе г. Новороссийска и г. Вольска (Саратовская область).

Кремневые породы. Это осадочные породы преимущественно опал-кристобалитового состава. В большинстве случаев эти породы представляют собой остатки организмов, имеющих кремневый скелет. Кроме того, они состоят из кремнекислоты, являющейся продуктом химического отложения из морских вод или продуктом выветривания.

Основные представители кремневых пород: диатомиты, спонголиты, радиоляриты, опоки, трепелы.

Диатомит - порода, сложенная в основной массе опаловыми створками диатомовых водорослей. Обычно это очень легкая (легче воды), высокопористая, непрочная порода белого цвета.

Спонголит - горная порода, сложенная в значительной мере частями скелета кремневых губок - спикулами. Обычно это сильно пористая, легкая порода, иногда рыхлая, землистая, но чаще плотная с раковистым изломом.

Радиоляриты - породы, сложенные скелетами радиолярий. Это рыхлые тонкопористые, реже плотные твердые породы, сцементированные глинисто-опаловой основной массой.

Опока - тонкопористые плотные породы, состоящие из микрошариков опала-кристобаллита размером меньше 0,005-0,001 мм. Трепел - легкая, часто с примесью глины порода, сложенная мельчайшими частицами опала и кристобалита. Обычно трепел менее прочен, чем опока, и не обладает раковистым изломом, характерным для последней.

Кремневые породы имеют очень широкое применение в промышленности строительных материалов. Тонкие однородные разности опок и трепела используются как

полировальный материал. Сильные адсорбционные свойства этих пород позволяют использовать их для очистки масел, сиропов, вина, питьевой воды. Рыхлые представители (диатомит) используются как наполнитель каучука, пластмасс, бумаги, красок и др. Широко применяются кремневые породы в цементной промышленности.

Месторождения углей. Месторождения углей принадлежат к образованиям фитогенным, связанным с жизнедеятельностью древних растений. В хлорофильных зернах этих растений под влиянием световой энергии происходил синтез из углекислого газа и воды первичного органического вещества, аккумулирующего солнечную энергию. При последующем неполном разложении отмерших растений, осуществившемся при дефиците кислорода, происходило постепенное накопление органической массы, представляющей собой исходный материал для углеобразования. Первичная органическая масса ископаемых углей разделяется на сапротелевую и гумусовую.

Сапротелевые осадки формировались при накоплении на дне водоемов отложений простейших, главным образом планктонных водорослей, ткани которых состоят преимущественно из белков и жиров при незначительном количестве клетчатки.

Гумусовые осадки возникали при накоплении и последующем преобразовании на дне водоемов отмерших высших растений. Эти растения накапливались автохтонно на месте их произрастания или аллохтонно, сносаясь в пониженные части рельефа водными потоками, если такими депрессиями были озёра, то возникали лимнические, а если прибрежные части морей, то параллические месторождения угля.

Согласно современным представлениям, в процессе образования угля можно различать три последовательных стадии.

Первая стадия - накопление органического вещества и превращение его в торф.

Вторая стадия - превращение торфа в бурый уголь. Благодаря опусканию земной поверхности, болота и торфяники покрывались морскими или озёрными водами, на слой торфа отлагались различные осадки, мощность которых постепенно наращивались. Толщи осадков, содержащие торф, погружались и при этом попадали в среду с повышенным давлением и температурой. В процессе перемещения происходило уплотнение, отжим воды и другие физико-химические изменения. В результате повышалось содержание углерода (процесс углефикации). Торф превращался в бурый уголь. На этом процесс образования углей во многих случаях заканчивался. Так образовались карбоновые бурые угли Подмосковья, третичные бурые угли Украины. Для образования каменных углей необходим более сильный преобразующий фактор.

Третья стадия - переход бурого угля в каменный уголь и антрацит. преобразующим фактором являются погружение пластов бурого угля на глубины порядка 5-10 км, где температура возрастает до 100-300⁰С, а давление - до 1000 x 10⁵ Па.

В процессе метаморфизации органического вещества происходит дальнейшее повышение содержания углерода (обуглероживание) и уменьшение содержания летучих веществ.

В составе углей различаются органическая и минеральная массы. Органическая масса углей состоит из углерода (60-96%), водорода (1-12%), кислорода (2-20% и более), азота (1-3%), незначительного количества серы и фосфора. Известны случаи промышленного скопления в углях урана, германия и ванадия.

По условиям образования угленосные формации разделяются на геосинклинальные и платформенные.

П.Степанов установил, что в истории осадконакопления выделяются три эпохи максимального углеобразования. Первый приходится на поздний карбон - раннюю пермь, второй на позднюю юру - ранний мел, третий на поздний мел - третичный период.

Месторождения горючих сланцев. Горючие сланцы - осадочная (глинистая, известковистая, реже кремнистая) порода, содержащая равномерно распределенное органическое вещество (от 20 до 70%), представленное сапропелевым или гумусово-сапропелевым материалом (керогеном). Органическое вещество представляет собой остатки водорослей и животного планктона, преобразованные процессами гниения и последующими изменениями в сапропелитовую коллоидную массу. Они легко загораются от спички, горят коптящим пламенем и издают запах жженной резины. Органическое вещество из сланцев извлекается сухой перегонкой. В них содержится углерода 60-80%, водорода - до 10% на органическую массу.

Образование горючих сланцев происходит в пресноводных озерах, лагунах и морях. Месторождения их известны в Поволжье, бассейне Печоры (верхнеюрские), в Прибалтике (палеозойские) и др. Среди месторождений горючих сланцев известны образования всех периодов - от кембрийского до третичного включительно.

Цвет горючих сланцев коричневато-бурый, реже черный, текстура тонкослоистая (при выветривании листоватая) или массивная. Плотность (при содержании керогена 30-50%) - 1,5-1,8. Химический состав органической части горючих сланцев (в %): углерод 56-82, водород 5-10, кислород, азот 0,2-2,8, сера 0,2-11. При нагревании до 1000⁰С с доступом воздуха (до 500⁰С без доступа воздуха) органическая часть сланца генерирует нефтеподобную смолу (сланцевое масло) и горючий газ, также углистые сланцы, органическая часть которых представлена остатками высших растений. Горючие сланцы залегают в виде пластов и линз сложного

строения. Общая мощность сланцевых пластов (линз), как правило, не превышает 5 м, чаще до 3 м; полезная мощность пласта обычно колеблется в пределах 0,7-2,0 м. Площади непрерывного сланценакопления достигают тысяч квадратных километров, рабочая мощность пластов в крупных бассейнах выдерживается на сотнях квадратных километров. Месторождения горючих сланцев различаются числом пластов, их мощностью и строением, качеством сланца, изменчивостью этих параметров, а также особенностями залегания.

Горючие сланцы - комплексное сырье. Используются как энергетическое и энерготехнологическое топливо, а также могут перерабатываться для получения бытового газа и разнообразных химических продуктов. Сланцевая зола может найти применение в цементном производстве, для каменного литья, получения легких заполнителей.

Месторождения нефти и газа. Месторождениям нефти и газа посвящена огромная литература. В данной книге в самом сжатом виде приводятся лишь общие сведения о геологии нефти и газа по данным многочисленных исследователей, занимающихся этой проблемой детально.

Месторождения нефти природного горючего газа и твердых битумов тесно связаны генетически и пространственно. Нефть - природная горючая маслянистая жидкость, в её состав входят углеводороды метанового, нафтенового и ароматического рядов. Природный горючий газ состоит из газообразных углеводородов, таких как метан, этан, пропан и бутан и др.

Твердые углеводороды метанового ряда образуют озокерит, нафтенового - асфальт. Нефтяные месторождения встречаются в отложениях почти всех систем от кембрия до четвертичной.

Относительно способа образования нефти существует целый ряд гипотез. Все они могут быть разделены на две категории: гипотезы неорганического и органического происхождения нефти.

Гипотезы неорганического происхождения нефти.

Космическая гипотеза. Исследование комет, метеоритов, состава атмосферы планет показывает, что в большинстве состава космических тел имеются углеводороды. Когда образовалась Земля как планета, она также содержала значительное количество углеводородов. Вещество Земли в последствии дифференцировалось - расслоилось, более легкие компоненты всплыли кверху, более тяжелые - погружались вниз. Углеводороды поднялись ближе к поверхности Земли. Взаимодействуя друг с другом они сложились, в конце концов, в нефтяные продукты, а затем мигрировали в пористые породы и образовали нефтяные месторождения.

Д.И.Менделеев основываясь на лабораторных опытах, предполагал, что вода, проникая на глубину, встречала раскаленный карбидный слой и превращалась в пар. Пар, взаимодействуя с карбидами, давал начало углеводородам. Образовавшиеся таким путем углеводороды, взаимодействуя друг с другом и мигрируя в стратисферу, дали начало нефти.

Ряд исследователей (Кудрявцев, Порфирьев 1955-1971) также поддерживали гипотезу неорганического происхождения нефти. Они утверждали, что под крупными месторождениями нефти имеются изверженные породы, откуда поступают углеводороды, преобразующиеся в осадочных породах в нефть.

Сторонники зоогенного происхождения нефти предполагают, что нефть образуется в результате массовой гибели простейших животных. Разложение этой органики в морских илах дает начало углеводородам. Гипотезы фитогенного происхождения нефти, исходят из того, что нефть образуется в результате массовых скоплений водорослей и их разложения. Современные представления о генезисе нефти наиболее полно отражены в осадочно-миграционной теории образования нефти и газа, развиваемой Н.Б.Вассоевичем. Исходным веществом для образования нефти является рассеянное органическое вещество осадков, главным образом, планктоногенного (и бактериального) происхождения, в значительно меньшей степени гумусовое из остатков высшей растительности. Организмы, отмирая, падают на дно и захороняются в морских осадках. Морские осадки, содержащие органическое вещество, перекрываются новыми порциями осадков, начинается разложение органического вещества при обязательном участии бактерий, расходуется весь кислород и создается восстановительная среда. Уже в этот период из липидов и липоидов организмов происходит образование углеводородов, преимущественно газообразных (метан) и частично жидких. Постепенное нарастание толщи покрывающих осадков и погружение приводят к повышению температуры и давления. При повышенной температуре ($60-160^{\circ}$) в стадию катагенеза осуществляется термолиз и термокатализ захороненного органического вещества и продолжается его изменение - образуются углеводороды газообразные и жидкие. Этап катагенеза, при котором происходит наиболее энергичное образование микронепти, Н.Вассоевич назвал главной фазой нефтеобразования. В дальнейшем благодаря давлению и уплотнению, отжиму воды, осуществляется миграция микронепти в коллекторы - образование её концентраций. По данным Н.Вассоевича и других исследователей, устанавливается вертикальная зональность образования нефти в разрезе осадочных пород. В зоне диагенеза происходит образование метана, мигрирующего в атмосферу. В зоне катагенеза, на глубине 3-5 км в главную фазу нефтеобразования формируются нефть и газ. На глубинах 5-7 км образуются газоконденсаты. Еще ниже, до 10 км вновь возникает только газ. Большинство геологов считают, что современные залежи нефти и газа сформировались вследствие

миграции их в жидком и газообразном состоянии в течение того или иного геологического времени и на то или иное расстояние. Отсюда глубокий смысл крылатой фразы И.Губкина: “Месторождение нефти не место её рождения”.

Нефть и газ способны мигрировать из одних пород в другие, поэтому о времени их образования судить трудно. Можно лишь определять возраст вмещающих их толщ. Наиболее древние проявления нефти обнаружены в синийских породах Сибири. Они известны в кембрийских, ордовикских и силурийских породах. Но наиболее значительные и широко распространенные месторождения горючего газа и нефти начинают встречаться во все возрастающем количестве начиная с отложений девона до третичного возраста включительно. Причем большинство палеозойских месторождений этих полезных ископаемых приурочено к внутренним и краевым частям платформ.

Мезозойское газонефтенакопление связано преимущественно с краевыми платформенными прогибами. Третичное же газонефтенакопление в основном осуществлялось в передовых и внутренних прогибах альпийских складчатых систем.

В истории нефтеобразования С.Максимов и Н.Еременко намечают четыре планетарных мегацикла: раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский. Они в свою очередь распадаются на 16 частных циклов. Нефти палеозойских циклов преимущественно парафинистые, мезозойского - парафино-ароматические, кайнозойского - нафтенно-ароматические.

2. ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИЖНЕВОЛЖСКОГО РЕГИОНА И ЮЖНОГО УРАЛА

Ниже приводится описание месторождений и рудопроявлений некоторых видов полезных ископаемых экзогенного генезиса, которые встречаются в разрезах осадочных пород Нижневолжского региона и Южного Урала в пределах полигонов учебных практик первого и второго курса геологического факультета.

2.1 Рудопроявления гипергенного генезиса.

Аллофан-гипбситовые породы. Крупных месторождений аллофан-гипбситовых пород в Нижнем Поволжье не встречено. Но по особенностям условий формирования к подобным образованиям можно отнести скопления глиноземистых аллофан-гипбситовых пород, встреченных Ю.А.Ваньшиным и В.Ф.Салтыковым в районе Жирновска Волгоградской области.

Доно-Медведицкие дислокации являются антиклинальным структурным элементом юго-восточного склона Воронежской антиклизы и располагаются в пределах Волгоградской области. Аллофан-гипбситовые породы обнаружены в северной и южной наиболее

приподнятых частях этой структуры. В обоих случаях рудоносные образования приурочены к понижениям кровли средне- и верхнекаменноугольных известняков или встречаются среди карстового заполнения. Условия их залегания лучше изучены в Жирновском (северном районе), где в одном из карьеров удалось закартировать рудное тело.

Аллофан-гиббситовые породы образуют линзовидное тело, ориентированное в северо-западном направлении с очень пологим падением на юго-восток. Мощность изменяется от 0,3 до 3 м с максимумом в средней части тела. Ниже по разрезу от зоны сплошных руд наблюдается прожилково-линзовая зона, которая располагается по периферии рудного тела, захватывая 5—7-метровую толщу известняков. Мощности прожилков колеблются от нескольких сантиметров до 1 м, некоторые из них соединяются вместе, образуя линзы размером до 1,5X15 м. Все прожилки аллофан-гиббситовых пород локализуются по плоскостям напластования известняков, и их суммарная мощность достигает 2,5 м в центральной части и уменьшается до 1 м на периферии рудного тела.

Контакты как отдельных прожилков, так и зоны сплошных руд, с вмещающими карбонатными породами четкие и резкие. Изменения последних выражены в частичном обелении, ожелезнении и омарганцевании. В редких случаях известняки интенсивно замещаются ранним гипсом или скрытокристаллическим гиббситом, тогда контакт наблюдается только в шлифах, а сама порода становится пористой с неясно выраженной слоистостью.

Аллофан-гиббситовые породы зоны сплошных руд залегают на неровной слабо закарстованной поверхности известняков, при этом увеличение мощности зоны сопровождается понижением гипсометрического уровня кровли известняков и срезанием их слоев рудоносными породами. Кровля рудного тела также имеет неровную поверхность, что определяется эрозионными процессами. Обычно руды покрываются песками байоса. Часто в их основании наблюдается базальный горизонт кварцевого галечника, местами превращенного в конгломерат на железистом цементе. Выше по разрезу залегают серые гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины байоса.

Аллофан-гиббситовые породы представляют собой землистую массу охристой окраски с многочисленными гнездами и линзами белого цвета, сложенными теми же минералами (гиббситом и аллофаном), но лишенными гидроксидов железа. Большая часть их локализована в контактовых зонах с известняками, подстилающими не только рудное тело, но и слагающими останцы внутри зоны сплошных руд.

В составе рудоносных пород установлены следующие минералы: главные — гиббсит и аллофан; второстепенные — бемит, нордстрандит, алюмогидрокальцит, гидрогётит, галлуазит, литиофорит; вторичные — гипс, алюминит, базальюминит, ярозит,

алунит. Реликтовые кальцит и доломит встречаются в небольших количествах в виде мелких корродированных обломков или чаще в виде карбонатной муки, рассеянной в основной массе. Иммерсионным анализом установлен чрезвычайно бедный набор терригенных минералов. В легкой фракции помимо доминирующих аллофанов и гиббситов в количестве единичных знаков фиксируются зерна кварца и полевых шпатов, угловатые обломки кремней, сферические образования монтмориллонитовых глин, окрашенных в буро-охристый цвет за счет тонкорассеянного гётита и насыщенных мелкими кристаллами гипса. В тяжелой фракции преобладают гидроксиды железа и марганца, а в единичных знаках встречаются циркон, рутил, эпидот, дистен, ставролит, турмалин, сидерит. Следует заметить, что в каждой отдельной пробе фиксируются далеко не все приведенные терригенные минералы. В известняках отмечаются лишь первые три минерала.

В южной части Доно-Медведицких дислокаций, во Фроловском районе, высокоглиноземистые породы встречены среди карстового заполнения, где они образуют мелкие гнезда и реже линзовидные тела размером 0,1X2,5 м. В их составе установлены гиббсит, аллофан, галлуазит, а в качестве вторичных минералов — алунит и ярозит. Учитывая близость минерального состава, а также полную аналогию по условиям залегания с подобными образованиями, наблюдаемыми среди карстового заполнения в Жирновском районе в непосредственной близости от описанного выше рудного тела, можно полагать, что они имеют одну генетическую природу.

2.2 Строительные материалы

Для производства щебня и бутового камня в Саратовской области используются песчаники, известняки, доломиты и доломитизированные известняки.

Песчаники развиты почти во всех стратиграфических горизонтах и пользуются широким распространением. Карбонатные породы в пределах области характеризуются локальным распространением, что обусловлено литолого-фациальными и тектоническими особенностями территории. Приурочены они к средне- и верхнекаменноугольным, пермским и юрским отложениям.

Промышленное значение песчаников и карбонатных пород неравноценно ввиду того, что песчаники, как правило, залегают в виде маломощных прослоев и линз совместно с песками, тогда как известняки, доломиты и их переходные разновидности образуют мощные толщи, относительно выдержанные на довольно значительных площадях. В силу изложенного, запасы небольшого числа зарегистрированных в области месторождений карбонатных пород, в несколько раз превосходят суммарные запасы песчаников.

Наиболее древними, обнажающимися на поверхности породами, к которым приурочены месторождения строительного камня, являются образования каширского яруса среднего карбона. Выходы их установлены лишь в Ново-Бурасском районе у с. Тепловка и Воронцовка.

Доломиты. Доломиты верхнего карбона Ново-Березовского месторождения пригодны в качестве щебня для обычного и гидротехнического бетона, тогда как известняки других месторождений могут использоваться только в обычных бетонах марки «200»— «300». С известняками и доломитами верхнего карбона связан основной (60%) объем добычи строительного камня и производства щебня Саратовской области.

Нижнепермские карбонатные отложения пользуются ограниченным распространением и отмечаются в Ивантеевском и Пугачевском районах. Продуктивные горизонты месторождений, связанных с отложениями нижней перми, представлены теми же литологическими разностями, что и верхнекаменноугольные, но обладают наиболее крупными суммарными разведанными запасами. В настоящее время они освоены промышленностью значительно меньше, чем верхнекаменноугольные, однако, учитывая все возрастающие темпы развития промышленности строительных материалов, следует ожидать, что в недалеком будущем удельный вес выпускаемой продукции за счет разработки пород этого возраста в общем балансе области будет резко увеличен за счет освоения Иргизского месторождения. По физико-механическим свойствам доломиты, известняки и доломитизированные известняки нижней перми аналогичны верхнекаменноугольным, они пригодны для производства щебня марки «400»—«600» и используются в качестве заполнителей бетонов и при дорожном строительстве.

С породами нижнего волжского яруса верхней юры связан продуктивный горизонт единственного месторождения этого возраста, расположенного у пос. Горный Краснопартизанского района. Горизонт сложен переслаивающимися между собой глинистыми известняками и мергелистыми глинами. Мощность прослоев известняков колеблется в пределах 0,4—0,8 м. Физико-механические свойства известняка: удельный вес 2,66 г/см³, объемный вес 2,44 г/см³, пористость 8,27%, водопоглощение 2,85%, временное сопротивление сжатию достигает 889 кгс/см². В связи с ограниченными запасами месторождение только частично удовлетворяет потребности района в бутовом камне.

Песчаники. Необходимо рассмотреть некоторые особенности песчаников, используемых для производства щебня и бута. Стратиграфически песчаники приурочены к породам широкого возрастного диапазона: от юрских до четвертичных отложений. Промышленные месторождения песчаников в настоящее время зарегистрированы только в семи стратиграфических подразделениях.

По петрографическому составу песчаники разделяются на кварцевые сливные, кварцево-глауконитовые и опоковидные. Цементирующее вещество представлено кремнистым, глинисто-

кремнистым, глинистым или глинисто-известковым материалом. В зависимости от петрографического состава и степени выветрелости каждому типу песчаников свойственны значительные колебания физико-механических свойств.

Продуктивные горизонты месторождений различного возраста сложены песчаниками одного состава или же несколькими петрографическими разновидностями. Преобладание той или другой разновидности, а также и степень их выветрелости обуславливают резко отличную качественную характеристику продуктивных горизонтов месторождений даже одного возраста.

С меловыми отложениями связаны месторождения, продуктивная толща которых относится к альбскому, сеноманскому и кампанскому ярусам.

Большого развития в Саратовской области породы нижнего отдела меловой системы не имеют. Выходы пород альбского яруса, содержащих прослойки песчаников, отмечаются в пределах Хвалынского, Новобурасского, Татищевского, Калининского и Саратовского районов. Песчаники этого возраста по петрографическому составу неоднородны. Среди них наблюдаются кварцевые ржаво-бурые (сидеритовые), кварцево-глауконитовые и опоковидные. Промышленный интерес представляют кварцево-глауконитовые песчаники с кремнистым и глинисто-кремнистым цементом. Вскрытые небольшими карьерами, эти песчаники имеют мощность до 1,0 м и залегают в виде прослоев, чередующихся с песком. По физико-механическим свойствам песчаники Чернышевского, Ширяевского месторождений и многих других проявлений пригодны для производства бута и щебня высоких марок, однако перспективность альбских отложений, в силу их ограниченного площадного распространения, невысокая.

С сеноманскими отложениями связан продуктивный горизонт Слепцовского месторождения; отложения этого возраста на территории Саратовской области пользуются широким развитием. Песчаники интенсивно ожелезненные, кварцевые мощностью до 1,35 м; их временное сопротивление сжатию 406—455 кгс/см², водопоглощение 2,4%. Области применения песчаника ограничены в связи с его невысокой механической прочностью.

Породы кампанского яруса верхнего мела пользуются на правобережье Саратовской области почти повсеместным распространением. Песчаные же отложения этого возраста развиты в основном западнее р. Медведицы. С ними связано около 30% всех месторождений песчаника. По петрографическому составу песчаники кварцево-глауконитовые, местами сливной структуры, иногда опоковидные. Физико-механические свойства их крайне неоднородны и характеризуются колебаниями пределов прочности от 300 (Пашурское месторождение) до 1104 кгс/см² (Осиновское месторождение), различной морозостойкостью, водопоглощением и т. д. В

соответствии с этим и области применения песчаников каждого месторождения могут быть разными.

При сравнительно спокойном залегании пластов песчаника в западных районах Саратовской области они прослеживаются на значительном расстоянии, в связи с чем кампанские отложения следует считать перспективными в смысле обнаружения новых месторождений строительного камня.

Благоприятные литолого-фациальные условия осадконакопления в палеогеновую эпоху обусловили накопление мощных толщ терригенного материала и его широкое площадное распространение на территории Саратовской области. К отложениям палеогенового возраста приурочено 51 месторождение песчаников, что составляет $\frac{2}{3}$ от их общего числа. Продуктивные горизонты этих месторождений залегают в виде пластов, невыдержанных по простиранию и мощности, прослоев и линзообразных тел в мощных толщах песков разной зернистости и состава. Наибольшим распространением они пользуются в верхнесызранских, нижнесаратовских слоях и в камышинской свите, меньшим — в царицынской свите палеогена. Совместное залегание песчаников с песками обуславливает рентабельную отработку их при комплексном использовании и песков, и песчаников.

По петрографическому составу среди палеогеновых песчаников выделяются кварцевые сливные, наиболее часто встречающиеся в нижнесаратовских слоях; глауконитово-кварцевые, залегающие в виде плит среди нижнесаратовских, камышинских и среднеэоценовых отложений; опоковидные, характерные для верхнесызранских отложений.

2.3 Месторождения солей

Палеогеографические условия галогенной седиментации в кунгуре Восточно-Европейской платформы. Палеогеография кунгурского соленакопления достаточно хорошо изучена. Большинство исследователей (Иванов, Левицкий, 1960; Страхов, 1962; Фивег, Банера, 1968; Фивег, 1964, 1972; Иванов, Воронова, 1972; Тихвинский, 1976; Жарков, 1974 и др.) на основании данных о характере фациальной изменчивости отложений, палеонтологических материалов считают, что поступление вод нормальной солености в тушиковую часть солеродного бассейна (собственно Прикаспийскую впадину) происходило преимущественно из акватории Северного Ледовитого океана (рис. 10). Морская вода по пути ее движения на юг проходила через сравнительно узкий пролив, располагавшийся на площади Печерской синеклизы и пересекавший ряд поднятий Предуральяского прогиба. Бассейн замыкался на юге герцинскими сооружениями. Впрочем высказывались предположения о возможной связи его юго-восточной части с морем, располагавшемся в Магнитогорском мегасинклинии и Центральном Казахстане. Есть предположения о возможной связи кунгурского солеродного бассейна Прикаспия с Тетисом (Жарков, 1978; Мерзляков, 1979).

Однако выполненный нами анализ парагенезисов солей этого региона, изучение состава рапы включений в галите не подтверждают эту точки зрения.

Литолого-палеогеографические реконструкции, выполненные как без учета, так и с учетом перемещения континентов, позволили установить, что все пермские эвапоритовые бассейны располагались в аридных климатических зонах, положение которых наиболее обоснованно интерпретируется при учете дрейфа континентов. Пермский аридный пояс охватывал не только тропические, но также субэкваториальные и экваториальные зоны и мог простираться внутри континентов, в том числе и в Лавразии, далеко за 30° северной и южной широт (Жарков, 1978; Мерзляков, 1979). Выводы об аридности климата базируются на преобладании термофильной садки калийных минералов, которые обосновываются результатами определения температур гомогенизации включений в минералах солей. Так, для сильвинитовой стадии температура гомогенизации включений в эвтоническом галите составляет 60°C и более.

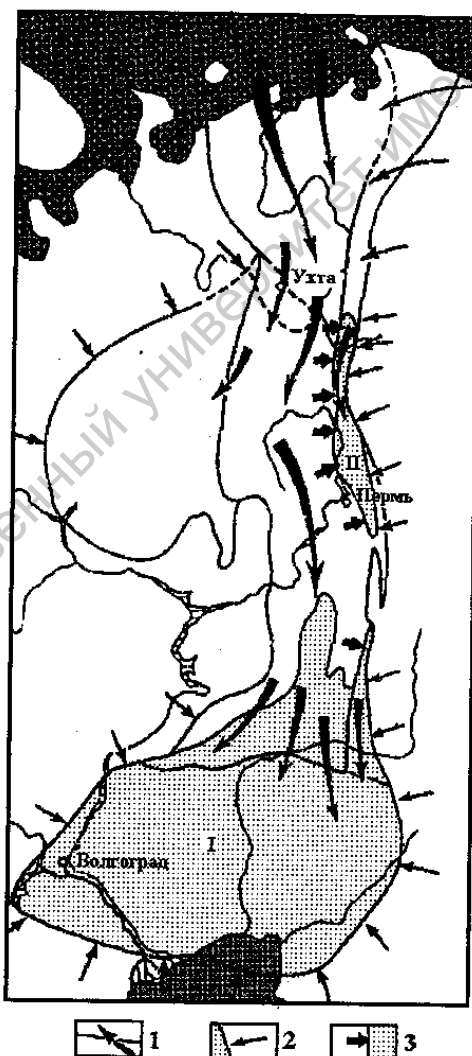


Рис.10 Схема питания эпиконтинентального кунгурского моря (по М. П. Фивегу, Н. И. Банере, 1968). Условные обозначения: 1 — морская вода; 2 — воды суши; 3 — воды эпиконтинентальных морей, поступавшие в солеродные бассейны. I — Прикаспийско-Предуральский солеродный бассейн; II — Верхнекамский калийный бассейн.

Глубина солеродного бассейна оценивалась многими исследователями весьма неоднозначно, от чрезвычайно мелководного до глубоководного (Яншин, 1961; Валяшко, 1962; Фивег, 1964, 1977; Иванов, 1967; Азизов, 1985; Абрамов, Подгорная, 1991). На основании изучения характера накапливающихся осадков, особенностям их текстур, структур минералов, определений газонасыщенности рапы включений в минералах, приближенной оценки давлений жидкости в них — на начало хлоридной стадии глубина могла составлять 70-80 и, возможно, более 100 метров. На стадии садки калийных солей она уменьшалась до 15-10 метров (Московский, 1988 и др.). Как показали исследования состава жидких включений в галите, образовавшегося в начальных фазах соответствующей стадии, в подавляющей части солеродного бассейна Прикаспия, рапа имела сульфатно-магниевый состав и отличалась от современной сгущенной океанической воды лишь степенью ее метаморфизации, т. е. количеством ионов сульфата. Лишь в крайних тупиковых участках бассейна, испытавших существенное влияние вод поверхностного стока с поступлением значительных масс терригенного материала, садка галита могла происходить из рапы хлоридно-кальциевого состава. Процесс садки галита (главным образом поверхностного, «лодочкового») вероятнее всего, начинался на мелководных участках акватории бассейна. Но из-за периодического подтока поверхностных вод происходило его растворение с образованием галопелитов или ангидрита (гипса) с линзами шпатового галита. При этом постепенно происходило обогащение придонных участков хлористым натрием. Вероятно, более плотная рапа постепенно стекала в наиболее погруженные участки акватории бассейна, где и начиналась масштабная садка донного шпатового галита, с необычными для каменной соли седиментационными ритмами (до 0,5 м!). Это характерно, например, для волгоградской, приволжской, значительной части луговской ритмопачек. Именно с перетоком концентрированной рапы в пониженные участки и последующей садкой там галититов (бессульфатных или малосульфатных каменных солей) и связан, вероятно, процесс компенсации депрессионных участков впадины еще во время формирования волгоградской ритмопачки, мощности которой к центру впадины резко возрастают. Анализ распределения мощностей каменной соли и насыщенности калийными и магниевыми солями показывает, что калиенакопление так же начиналось с центральных частей впадины, где началось формирование горизонтов, отвечающих т. н. продуктивному горизонту Эльтона.

Условия образования калийных солей. Наибольшее развитие калийные и калийно-магниевые соли получили в отложениях трех циклов галогенной седиментации: карпенском (структуры Эльтон, Индер, Челкар, Кыз и др.), погожском и антиповском (прибортовая зона северо-западного обрамления Прикаспийской впадины). В меньшей степени калийно-магниевые соли присутствуют в балыклейской и пигаревской ритмопачках. Все эти проявления рассматриваются как результат галогенной седиментации в одноименных локальных

бассейнах. Ниже анализируются условия образования калийных и калийно-магниевых солей, в составе которых преобладает сильвин, карналлит, бишофит, а так же полиминеральные соли, содержащие полигалит, кизерит, каинит и лангбейнит.

Условия образования и месторождения сильвина. В Прикаспийском регионе сильвиниты и сильвинсодержащие калийные и калийно-магниевые соли получили распространение в отложениях трех ритмопачек галогенной толщи кунгура: карпенской (структуры Эльтон, Индер, Челкар, Кыз и др.), погожской и антиповской (прибортовая зона северо-западного обрамления впадины, Приволжская моноклираль) (Деревягин и др., 1981; Свидзинский и др., 1986; Московский, 2000; Московский, Гончаренко, 2004 и др.). Но, нередко, калийно-магниевые соли в существенных количествах присутствуют в балыклейской и в пигаревской ритмопачках. Эти образования можно рассматривать как результаты седиментации в соответствующих суббассейнах.

В изученных разрезах Прикаспия (рис.11) чаще всего встречаются пять разновидностей сильвина:

а) молочно-белый и розовый с жидкими включениями, иногда образующими подобие зональной структуры;

б) красный, оранжево-красный, слагающий сплошные горизонты, встречающиеся как в отложениях стадии сгущения, так и стадии опреснения ритмопачек;

в) розовый и красный сильвин, образующий несущественную вкрапленность в каменной соли, подстилающей сплошные горизонты калийных солей и морфологически мало отличающийся от красного сильвина сплошных сильвинитовых горизонтов;

г) красный и розовый сильвин с белым галитом и вкрапленностью мелких кристалликов голубого галита; по ряду признаков сильвинит, слагаемый указанными выше минералами, отвечает описанию, приведенному для пестрого сильвинита Верхнекамского месторождения (Иванов, 1963, Копнин, 1995, Кудряшов, 2001 и др.).

д) шпатовый молочно-белый сильвин с газовыми вакуолями, находящимися под значительным давлением.

Сильвин – минерал, характерный для парагенезисов галогенных отложений, формировавшихся в солеродных бассейнах как сульфатного (сульфатно-магнезиевого), так и переходного хлоридно-магнезиевого типа. Проблема образования сильвина давно привлекала внимание специалистов. Возможность его образования при испарении морских растворов в различных парагенезисах (хлоридных и хлоридно-сульфатных) рассматривалась П.Н. Чирвинским (1943), В.Н. Дубининой (1954), М.Г. Валяшко, Е.Ф. Соловьевой (1953), М.Г. Валяшко, 1962, Ю.Н. Лупиновичем, В.З. Кисликом и др. (1969, 1970) и др. Анализ условий его садки на основании изучения включений выполнен О.И. Петриченко (1982, 1988),

В.М. Ковалевичем (1978). Нами (Московский, 1983₁; Гончаренко, Московский, 1988; Московский, Гончаренко, 1989; Московский, 2000; Московский, Гончаренко, 2004) эта работа дополнена анализом рапы включений с минералами-узниками в эвтонических галите и сильвине с использованием специально разработанных приемов их растворения.

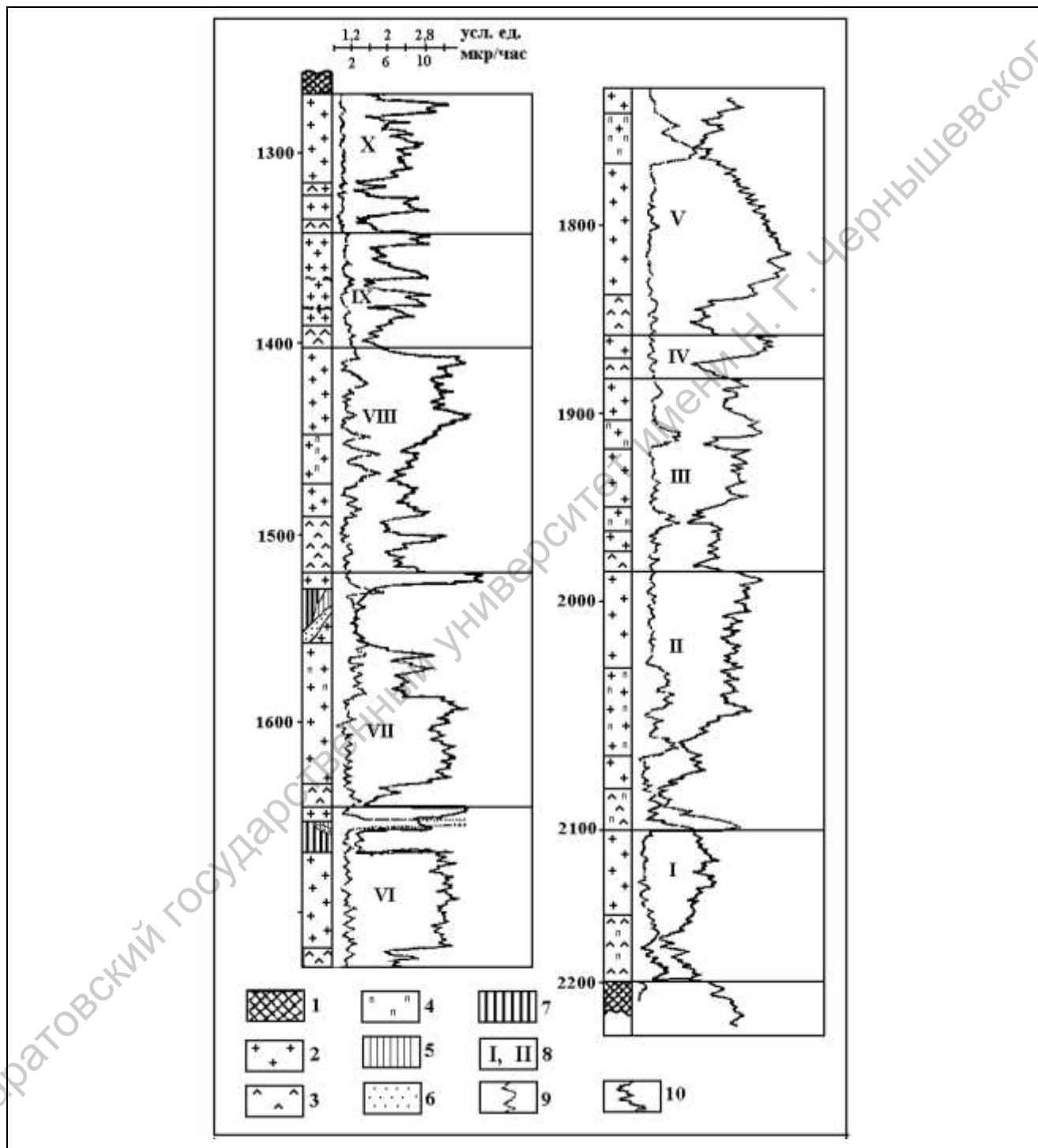


Рис. 11 . Сводный разрез кунгурской толщи Приволжской моноклинали. Условные обозначения: 1 – подстилающие и перекрывающие отложения; 2 – каменная соль; 3 – ангидритовая порода; 4 – полигалитовая порода; 5 – карналлитовая порода; 6 – сильвинит; 7 –

бишофитовая порода; 8 – индексы ритмопачек; 9 – диаграмма ГК; 10 – диаграмма НГК; I-X – ритмопачки: I – волгоградская, II – балыклейская, III – карпенская, IV – приволжская, V – луговская, VI – погожская, VII – антиповская, VIII – пигаревская, IX – долинная. X – ерусланская.

Ранее нами было показано (Московский, 2000; Московский, Гончаренко, 2004), что чисто седиментационные разности этого минерала, адекватные «перистому» галиту, в калийных солях Прикаспия устанавливаются лишь в единичных случаях. Однако для красного сильвина, встречающегося в тех же разрезах, вывод о генезисе оставался неопределённым. В разрезах же солянокупольных структур (Эльтон, Баскунчак, Индер) молочно-белый и розовый сильвин содержит газовой вакуоли (газа не более 1-3%), жидкость в которых находится под значительным давлением. Давление в десятки атмосфер характерно и для чисто газовых вакуолей в этом минерале. Это позволяет утверждать, что в этих разрезах мы имеем дело, по крайней мере, с раннедиагенетическими разностями сильвина.

В то же время, при рассмотрении условий формирования, фациальных, структурных и геохимических характеристик сильвинитов из разрезов галогенных отложений разных регионов и интервалов разрезов, многие исследователи отмечают в некоторых случаях присутствие первично-седиментационных признаков. Таковыми являются, например, встречающиеся в этих минералах зоны роста с жидкими включениями (Вахромеева, 1976; Лупинович, Кислик, 1970 и др.), содержание брома, рубидия, величины отношений $\text{Br} \cdot 10^3 / \text{Cl}$ и K/Rb (Валяшко, Мандрыкина, 1952; Валяшко, 1976; Валяшко и др., 1976; Валяшко, Жеребцова, 1981 и др.), состав растворов включений в сильвине близкий к седиментационным (Гончаренко, 1986; Гончаренко, Московский, 1988; Московский, Гончаренко, 1989; Московский, Гончаренко, 2004). Анализ химического состава рапы включений и соотношение фаз в вакуолях включений позволил нам относить к седиментационным разностям молочно-белый сильвин из разрезов Приволжской моноклинали (Московский, Гончаренко, 1989). Точно также к первичным относили определенные разности сильвинитов В.И. Борисенков (1964, 1969, 1990), Л.Н. Морозов (1985, 1986), Л.Н. Морозов и др. (1980, 1986), Ю.Н. Лупинович и др. (1969, 1970).

В связи с отсутствием типичной «перистой» структуры в сильвине в разрезах Прикаспия (мы, например, находили лишь её фрагменты), в образовании сильвина многими авторами большое значение придавалось его поверхностной кристаллизации при охлаждении рапы (Валяшко, 1962; Джиноридзе и др., 2000; Кудряшов, 2001 и др.). Не подвергая сомнению такую возможность, проверенную экспериментально, следует заметить, что результаты определений температур гомогенизации включений в галите из парагенезиса с сильвином показали весьма высокую температуру рапы, из которой он осаждался (Ковалевич, 1977, 1978;

Московский, 1983₁, 2000; Московский, Гончаренко, 2004 и др.). Эти данные позволяют предполагать возможность образования температурного, а соответственно и плотностного расслоения рапы с более плотным и нагретым нижним слоем. На это обращал внимание В.М. Ковалевич (1977). На возможную роль плотностного расслоения рапы в солеродных бассейнах указывали О. Рауп (1953) и др.

Эти предположения подтверждаются при сравнении условий садки донного и поверхностного галита (Московский, 1983_{1,2}, 2000; Московский, Гончаренко, 2004). Однако в моделях кристаллизации сильвина обычно не принимается во внимание, что повышенные температуры рапы в нижнем слое могут приводить к растворению опустившихся на дно кристаллов сильвина поверхностной садки, увеличивая концентрацию калия в придонном слое и в верхней части осадка, ликвидируя при этом зональную структуру кристаллов (если она образовывалась). В последующем здесь могла реализовываться обвальная донная садка сильвина.

Эльтонское солянокупольное месторождение калийных солей. Наиболее мощные и высококачественные сильвинитовые залежи в Нижневолжском регионе установлены и разведаны на Эльтонской солянокупольной структуре в 1969-1973 г.г. (Свидзинский и др., 2011). Основные продуктивные сильвинитовые пласты залегают в нижней части разреза купола. Здесь выделено три пласта (1, 2, 3), содержащие сильвиниты. Наиболее мощные — второй и третий — достигают 20—26 м (в среднем, соответственно, 18,5 и 7,8 м). Эльтонское солянокупольное месторождение сильвинитов представляет несомненный практический интерес. Но существенную конкуренцию ему составило Гремячинское месторождение калийных солей, расположенное в условиях субгоризонтального залегания соленосной толщи на юге Приволжской моноклинали, которое открыто геологами Волгоградской ГРЭ в 1979-1980 г.г.

Гремячинское месторождение сильвинитов. Гремячинское месторождение (рис.12) расположено в пределах Сафроновской площади Приволжской моноклинали и в административном отношении относится к Котельниковскому району Волгоградской области. Сафроновская площадь приурочена к так называемой Преднадвиговой зоне – 20-25-километровой полосе, условно выделяемой в южном окончании моноклинали к северо-востоку от Северо-Котельниковского надвига (рис.). Галогенные образования кунгура, вмещающие пласты калийно-магниевых пород, развиты в Преднадвиговой зоне и севернее, практически на всей территории Приволжской моноклинали. Южнее, уже в пределах Межнадвиговой зоны, эти образования отсутствуют. При движении на северо-запад галогенная толща постепенно сокращается в мощности и выклинивается; в юго-восточном направлении, в сторону Прикаспийской впадины она погружается на глубины более 1200 м, одновременно увеличиваясь в мощности.

Гремячинское месторождение выявлено и изучено на стадии детальных поисков Волгоградской геологоразведочной экспедицией ПГО "Нижеволжскгеология" в 1979-1983 г.г. В результате поисковых работ пройдено 6 скважин с полным отбором керна и выявлено месторождение высококачественных сильвинитов прогнозной оценкой 1,2 млрд.т.

Начиная с 2006 г., месторождение изучается на стадии разведки фирмой ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», учрежденной минерально-химической компанией «ЕвроХим». По состоянию на начало 2010 г., разведанные запасы сырья составляют порядка 1,6 млрд.т. по категории В+С₁+С₂. В настоящее время осуществляется подготовка к промышленному освоению месторождения подземным (шахтным) способом.

В геологическом строении месторождения принимают участие отложения от пермских до четвертичных. В естественных обнажениях вскрываются палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования; более древние породы установлены глубокими буровыми скважинами. Галогенная толща кунгурского яруса нижней перми развита в интервале глубин 1400-900 м. Верхняя граница яруса устанавливается по смене гидрохимических осадков пестроцветными терригенными породами перми-триаса. Между стратиграфическими подразделениями по керну фиксируется перерыв в осадконакоплении по появлению в разрезе брекчий из обломков кунгурских ангидритов, сцементированных песчано-глинистым материалом. Нижняя граница яруса принимается по смене солей и ангидритовых пород доломитами.

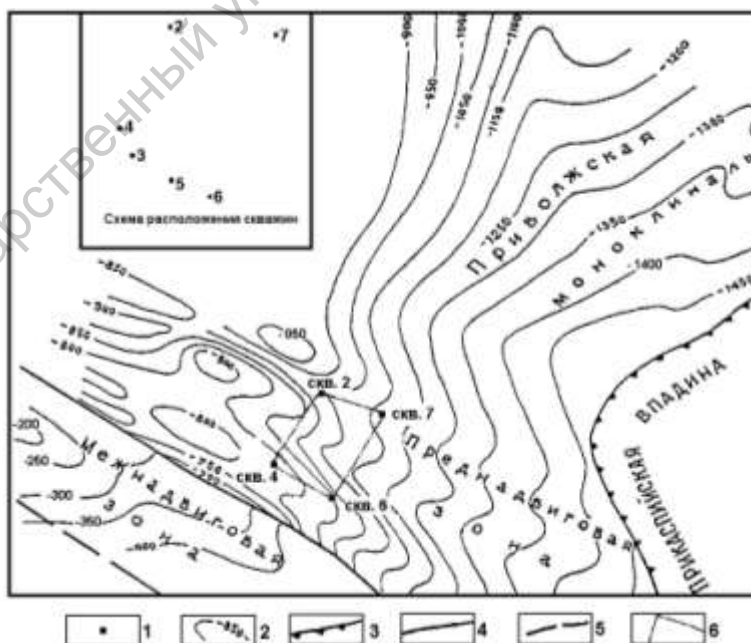


Рис.12. Схема расположения Гремячинского месторождения.

Условные обозначения: 1 – поисковые скважины 1979-1982 г.г., 2 – изолинии кровли галогенных отложений, 3 – бортовой уступ Прикаспийской впадины, 4 – разрывные нарушения установленные, 5 – разрывные нарушения предполагаемые.

Крайнее в регионе прибортовое положение месторождения обусловило неполноту разреза галогенной толщи, особенно в нижней ее части. Так, геологические колонки по всем пробуренным здесь скважинам начинаются с погожской ритмопачки (VI), т.е. со средней части сводного разреза Приволжской моноклинали. Состав вышележащих соленосных пород свидетельствует о резкой дифференцированности условий соленакопления в пределах месторождения: в северной его части, начиная от профиля скважин 22 – 23 – 28) вскрыты образования всех последующих ритмопачек вплоть до ерусланской (X); на южной окраине (скважины 3-6) перебурена лишь мощная (порядка 100 м) толща ангидрит-доломитовых пород, т.е. базальный горизонт перекрывающей антиповской ритмопачки (рис.13).

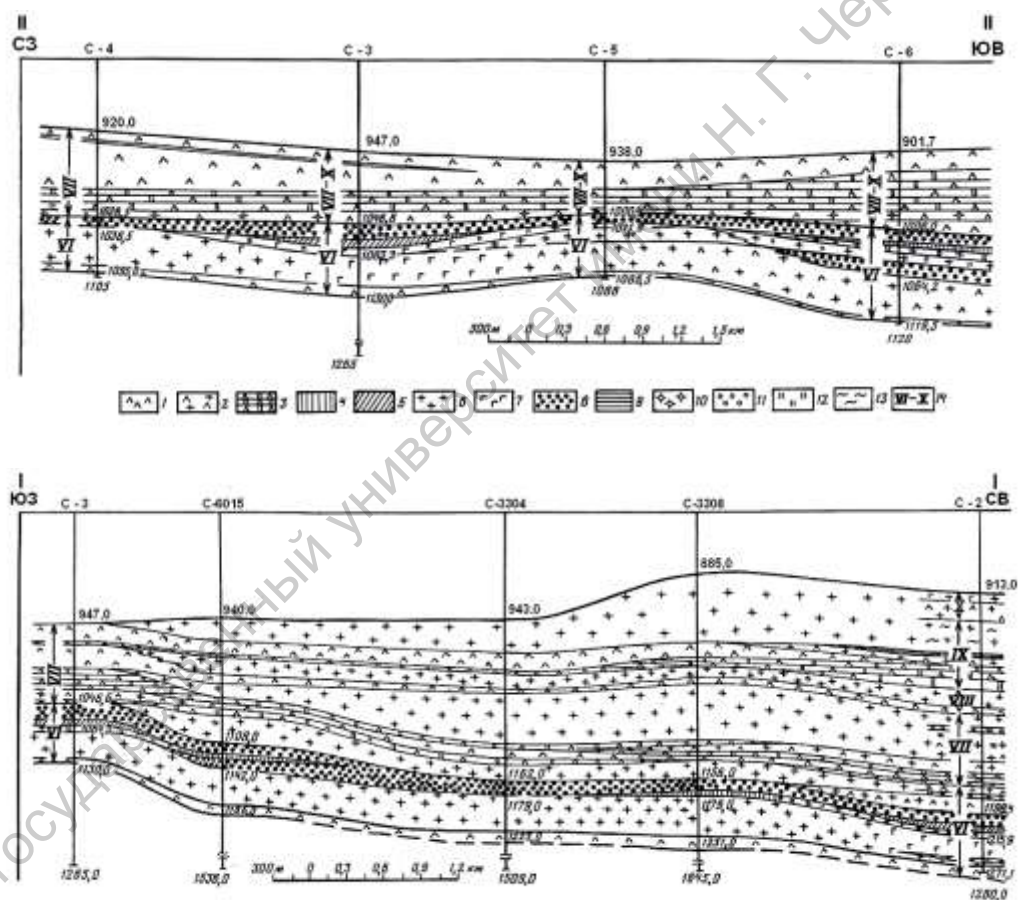


Рис. 13 Гремячинское месторождение. Геологические разрезы по скважинам.

Условные обозначения: 1-9 – породы: 1 – ангидритовая, 2 – галит-ангидритовая, 3 – доломитовая, 4 – карналлитовая, 5 – сильвин-галитовая, 6 – каменная соль, 7 – галитит (каменная соль без примеси ангидрита), 8 – сильвинит, 9 – глина; 10-13 – примесь: 10 – борных минералов, 11 – сильвина, 12 – карналлита, 13 – глины; 14 – ритмопачки: VI – погожская, VII – антиповская, VIII – пигаревская, IX – долинная, X – ерусланская.

Генезис месторождения. В период накопления кунгурской галогенной формации район Гремячинского месторождения и, в целом, Приволжской моноклинали, принадлежал к

западной краевой части крупнейшего Северо-Прикаспийского солеродного бассейна, в котором накопились соленосные отложения мощностью в несколько километров. В пределах Приволжской моноклинали – краевой части Русской платформы, мощность соленосных пород составляет 0,8-1,0 км, а на Гремячинском месторождении – 200-400 м.

Район Гремячинского месторождения калийных солей представлял залив тупиковой части солеродного бассейна с глубинами на калийной стадии едва ли превышающими 25-30 м. Это подтверждено определениями газонасыщенности растворов включений в солях.

Формирование галогенной толщи на территории месторождения происходило в обстановке неоднократного изменения физико-химических свойств седиментирующих рассолов, в результате чего возникло многократное чередование пластов и слоев различных пород.

Литологические и минералого-петрографические особенности галогенных образований являются следствием сложных закономерных условий седиментогенеза соляных пород из равновесных гидрохимических систем солеродных бассейнов. Накопление осадков в этих системах происходило, как правило, в порядке повышения их растворимости от доломитов, ангидритов, каменной соли до конечных эвтонических стадий концентрации рассолов – отложений калийных и калийно-магниевых солей (сильвинит – карналлит – кизерит – бишофит). Любое нарушение режима прогрессирующей концентрации рассолов разбавлением четко сказывается на особенностях минерального состава галогенных отложений, поэтому нередко отмечаются случаи обратного – регрессивного соотношения калийно-магниевых солей, когда менее растворимые минералы залегают выше более растворимых. Это свойственно и калиеносной толще Гремячинского месторождения, разрез которой завершается сильвинитами.

Специальные исследования, направленные на выяснение генезиса калийных солей месторождения ранее (1979-82 г.г.) выполнялись сотрудниками Московского и Саратовского госуниверситетов по керну скв. 2 с применением методов анализа бромхлорных отношений и термобарометрии газовой-жидких включений в кристаллах солей (Московский, 1983₁). В продолжение этих исследований в рамках проводимых геологоразведочных работ, сотрудниками СГУ в 2007-2009 г.г. выполнены дополнительные исследования калийно-магниевых солей по скв. 10, 17 и 28 методами термобарометрии, ультрамикрочимического анализа включений, рентгенофазового анализа и обычными петрографическими методами.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы о гидрохимических условиях образования кунгурской галогенной толщи Гремячинского месторождения.

Каменная соль нижней части погожской ритмопачки начала отлагаться сразу же из рапы высокой концентрации, однако начальная стадия соленакопления не сопровождалась значительным возрастанием содержания калия.

Калиеносная часть разреза состоит из двух принципиально различных литолого-фациальных образований. В нижней части располагается каменная соль, в различной степени обогащенная карналлитом, в верхней – сильвинсодержащая каменная соль, в которой калийная (сильвиновая) составляющая постоянно увеличивается к кровле, с образованием в конечном итоге высококачественной сильвинитовой залежи.

Отложения сильвинсодержащей части разреза над карналлитсодержащей свидетельствует о регрессивной стадии осаждения сильвин-галитовых пород, сильвинитовой залежи и перекрывающего пласта каменной соли погожской ритмопачки.

Форма нахождения основных породообразующих минералов (галита, сильвина, карналлита) и их взаимоотношения в породах показывают, что минералы являются синседиментационными и образовались в результате осаждения из рапы. Для большинства разновидностей солей характерна массивная текстура, дополненная неяснослоистой, микрополосчатой, пятнистой, что обусловлено характером распределения примесей, связанным с процессами перекристаллизации, выщелачивания и собирательной кристаллизации. Тектурные и структурные особенности, свойственные каждому типу солей, сохраняются неизменными на протяжении всего разреза калиеносной толщи.

Вместе с тем, для пород характерны признаки эпигенетического преобразования минералов с изменением их структурных взаимоотношений (преобразование галита, сильвина, карналлита; гидратация ангидрита и дегидратация гипса; замещение ангидрита доломитом).

В регионе, во время отложения калийных солей галогенная седиментация дополнялась поступлением терригенного материала с окружающей суши. Отличия в масштабе поступления терригенного материала на отдельные моменты калийной седиментации для разных участков месторождения, показывают на значительную дифференциацию дна солеродного бассейна региона.

Рапа бассейна на весь период калийной седиментации оставалась сгущенной до уровня эвтонической стадии. Это подтверждается данными изучения состава рапы включений в эвтоническом галите и сильвине. К началу садки калийных солей концентрация магния в составе рапы включений приближалась или даже соответствовала карналлитовой стадии.

Влияние вод поверхностного стока можно было предполагать существенной, но много факторов указывает на возможно большую роль эолового заноса вещества, а переотложение материала в бассейне могло происходить за счет его внутренней гидродинамики.

В составе рапы (или поровых вод солевого осадка) существенная роль принадлежала хлоркальциевым водам с достаточно высокой степенью концентрации магния и кальция.

Условия соленакпления на южной окраине Гремячинского месторождения существенно отличались от таковых на основной его территории, расположенной севернее.

Начало галогенной седиментации для всего месторождения являлось однозначным и представлено сформировавшейся породой средней – галититовой части погожской ритмопачки (VI-I). Базальная доломит-ангидритовая и галит-ангидритовая части ритмопачки отсутствуют. В подошве галититов прослеживается обычно маломощный (1,5-2,0 м) слой пористого ангидрита с ячейками выполненными галитом.

Таким образом, в исследуемый район внедрились с востока рассолы, уже освободившиеся от труднорастворимых компонентов – доломитов и ангидритов. Ступение этих рассолов привело к формированию рассмотренного выше калиеносного горизонта и продуктивной сильвинитовой залежи.

Месторождения бишофита. Северо-Каспийский соленосный бассейн — регион широкого развития бишофитовых пород. Впервые они были обнаружены в составе галогенной толщи Озинской солянокупольной структуры при бурении поисковых скважин на калийные соли Нижне-Волжским геологическим управлением в 1937-1941 г.г. (Дорохов, 1940). Значительное распространение бишофитовых образований установлено на Челкарском, Индерском, Лебяжинском соляных куполах центральной части Прикаспийской впадины, на Эльтонском куполе — в западной ее части и на Акджарской структуре — на восточной окраине (Лобанова, 1958; Корневский, Воронова, 1966; Халтурина, 1968; Горбов, 1973; Диаров, 1974; Свидзинский, 1986). Однако все эти проявления представляли чисто теоретический интерес и не рассматривались исследователями в качестве признака возможного промышленного их значения.

Продуктивные залежи бишофитовых образований были выявлены в 80-е годы на территории так называемого Поволжского бишофитоносного бассейна. Последний располагается в Нижнем Поволжье в пределах нескольких крупных структурных элементов, различающихся своеобразием геологического строения:

- северо-западной прибортовой зоны Прикаспийской впадины;
- западного обрамления Прикаспийской впадины (Приволжская моноклираль);
- северо-западного обрамления Прикаспийской впадины. Саратовское Заволжье.

Бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) является минералом конечной стадии осаждения (образования) солей при испарении вод Мирового океана. Промышленное накопление бишофитовых пород в Нижнем Поволжье — явление уникальное. Обязано оно удивительному, может даже

неповторимому стечению природных обстоятельств, проявившихся при солеобразовании в раннепермское (кунгурское) время на территории Северо-Каспийского солеродного бассейна.

С момента обнаружения здесь бишофитовых залежей прошло немногим более 40 лет. Накоплен значительный по объему и научной новизне фактический материал. Геологоразведочными организациями Волгоградской и Саратовской областей в общих чертах осуществлен анализ бишофитоносности всей перспективной территории, простирающейся субмеридионально, в основном вдоль р. Волги, на многие сотни километров. В результате обоснованы огромные, практически неисчерпаемые ресурсы высококачественных бишофитовых образований.

В разрезах раннепермских галогенных отложений Саратовского Заволжья также установлены залежи бишофита. Их присутствие в разрезах обосновывалось анализом материалов скважинкой геофизики по глубоким буровым выработкам объединения «Саратовнефтегаз», пройденным здесь в значительном количестве однако без подъема керна по галогенным образованиям кунгура. На карте изомощностей погожской ритмопачки кунгура (по материалам Ю.А.Писаренко) были выделены две площади, соответствующие в общих чертах двум линзам, вытянутым параллельно борту Прикаспийской впадины в северо-восточном направлении (Свидзинский, Московский, 2003). Непосредственное подтверждение перспектив бишофитоносности было получено по результатам бурения специальной опорной скважины 1 Краснокутской. Прогнозные ресурсы бром-магниевого сырья — бишофита в пределах Краснокутского участка Северо-западного обрамления Прикаспийской впадины определяются в размере 18,5 млрд. т. Расположен участок на левобережье р. Волги в 15 км севернее г. Красный Кут Саратовской области и в 8 км западнее ж. д. ст. Зорино. Вдоль северной границы участка проходит железная дорога Саратов-Уральск, а в восточной части с севера на юг — железная дорога Урбах — Астрахань. В 50 км западнее участка располагается русло р. Волги.

2.4 Адсорбционное сырье

Некоторые породы (опоки, глины, трепелы и др.) обладают достаточно высокой адсорбционной способностью по отношению к парам, жидкостям или растворенным веществам.

Широкая распространенность, легкая доступность природных сорбентов открывает перед народным хозяйством большие возможности их применения в различных отраслях промышленности в соответствии с их качествами. Поэтому природные сорбенты должны рассматриваться как сырье, способное стать в ряде случаев заменителем дорогостоящих искусственных сорбентов.

В.В.Мозговым и М.Егоровым еще в 1969 г. было предпринято исследование адсорбционных свойств пород кампанских и маастрихтских отложений Саратовского Поволжья, ранее не изучавшихся в качестве природных адсорбентов. Образцы для исследований были отобраны в естественных обнажениях у с. Пудовкино Саратовской области (40 км южнее Саратова) и у с. Вишневое (Косолаповка) Петровского района Саратовской области (65 км севернее Саратова). Выбор именно этих разрезов обусловлен следующим: наибольшей геологической полнотой, хорошей обнаженностью, выходом предполагаемых адсорбентов на дневную поверхность, близостью от промышленного центра (Саратова).

В овраге у северной окраины с. Вишневое выше опок сантонского возраста наблюдается следующий разрез верхнемеловых пород.

1. Песчаник зеленовато-серый, среднезернистый, кварцево-глауконитовый. Мощность 4,5 м.

2.Опока светло-серая, плотная, в нижней части с включением глауконита в виде мелких, рассеянных зерен, постепенно исчезающих вверх по разрезу. Мощность 9 м.

3.Песчаник серый и темно-серый среднезернистый, глауконитовый. Мощность 0,3 м.

4.Глина опоковидная, серая, местами до темно-серой. Мощность 12 м.

5. Мергель серый и светло-серый со значительной примесью зерен глауконита, в подошве слоя с мелкими желвачками фосфоритов. Мощность 0,8 м.

Мергель светлый и светло-серый, в нижней части с примесью зерен глауконита. (Видимая мощность 12 м).

У села Пудовкино наблюдается аналогичный, но более полный разрез кампанских и маастрихтских отложений.

Диатомиты (радиоляриты). Значительные скопления этих кремнистых пород приурочены к верхнему мелу (сантон-кампан) и палеогену (палеоцен, эоцен) Ульяновско-Саратовско-Волгоградского правобережья Волги. Они образуют на этом участке крупные локальные тела - линзы, прослои, толщиной от 5-10 м до 50-70 м и генетически связаны с фациями кремнистых осадков депрессионных участков морских бассейнов. Наиболее перспективен на диатомиты Ульяновский участок правобережья Волги (районы Инзы, Сенгиля), где палеоцен-эоценовые продуктивные слои имеют толщину до 50-70 м и залегают непосредственно на меловых породах позднего мела. Диатомиты этого участка представляют собой рыхлые или слабосвязанные светлоокрашенные породы, сложенные тонким диатомовым детритом опалового, опал-кристабалитового состава с размером частиц до 0,08 мм. Как примесь в диатомитах присутствует глинистое вещество (монтмориллонит, глауконит дисперсный), цеолиты, алевроит полевошпатово-кварцевый. Нередко отмечаются

экзотические минералы - вулканическое стекло, пироксены, амфиболы. Распределение примесных компонентов неравномерное - пятнисто-линзовидное.

Радиоляриты приурочены, в основном, к позднему мелу (сантон-маастрихт), в разрезах кремнистых отложений которого они образуют послойные тела, толщиной 1-6 мм, переслаивающиеся с опоковидными силицитами. Породообразующими элементами в них являются фрагменты радиолярий. В отличие от диатомитов, в них присутствует, как правило, примесь известкового (кокколитового) материала и более значительное количество цеолитов. Переменно содержание глинистого вещества, алеврита, по составу аналогичных таковым диатомитов. Обладая ценными физическими свойствами (высокой пористостью, и, следовательно, значительной емкостью поглощения, химической инертностью, кислотоустойчивостью, высокой огнеупорностью, слабой термической и электрической проводимостью) эти породы находят широкое применение в различных отраслях народного хозяйства - от сельскохозяйственного производства до атомной промышленности. В последние годы предпринимаются меры к более широкому использованию кремнистых пород в новых прогрессивных направлениях - в качестве дешевых и эффективных фильтров для очистки питьевых и промышленных вод, осушителей природных и нефтяных газов и т. д.

Силициты опоковидные, связанные генетически с диатомитами взаимными переходами, имеют на рассматриваемой территории значительное распространение и такой же широкий диапазон использования, что и диатомиты (радиоляриты), но отличаются от последних большей степенью окремнения, вследствие более значительного растворения кремниевого органического детрита и соответственного увеличения роли алюмокремнистого гидрогеля, кристобалита, хащедона. Состав примесных компонентов в целом также аналогичен таковому диатомитов. Несколько изменяется лишь количественное соотношение их во времени и пространстве.

Перспективные участки развития опоковидных силицитов приурочены к позднему мелу (сантон-кампан) и палеоцену Ульяновско-Саратовско-Волгоградского правобережья Волги. Здесь сосредоточены все наиболее крупные месторождения и проявления. Наибольшее применение кремнистые породы находят в цементной промышленности (до 78 %). На их основе совершенствуется производство нового строительного теплоизоляционного материала - термолита, обладающего значительной пористостью и малым удельным весом. В целом диапазон применения опоковидных силицитов аналогичен таковому диатомитов.

2.5 Горючие сланцы

В европейской части России горючие сланцы представлены в Волжско-Печерской сланценосной провинции. Верхнеюрская сланценосная толща Волжского бассейна представлена в основном сапропелевыми, известковыми глинами и известняками с прослоями

гумусо-сапропелевых горючих сланцев. Они сформировались, видимо, в стагнированных участках морского бассейна с меняющимися солевым и газовым режимами, частой сменой фаций и ритмов, малой скоростью и глубиной погружения дна. Прогнозные запасы Волжского сланценосного бассейна составляют 500 млрд. т. сланцев и 45 млрд. т. смолы. При термической переработке горючих сланцев в отличие от бурого и каменного угля (которые образовались в континентальных условиях) выделяется значительно большее количество газообразных и жидких углеводородов. Из 1 т волжского горючего сланца получается 293 м³ синтетического газа и от 60 до 200 л сланцевой смолы (сланцевой нефти). Очевидно, что энергетическая составляющая горючих сланцев в форме синтетического газа по потенциальным запасам является альтернативой современным источникам энергоносителей.

Рациональное использование горючих сланцев Волжского бассейна, представляющих собой генетически обусловленную смесь горючей органической массы, биогенных карбонатов и алюмосиликатной составляющей возможно лишь при условии их всестороннего изучения. По данным химических анализов продуктивных пластов Перелюбского месторождения в Саратовской области в них установлены значительные вариации в составах неорганических компонентов. Различные соотношения глинистых частиц, кварца, а также биогенных форм CaCO₃ обуславливают существенные колебания зольности сланцев от 35 до 65. В составе золы всегда преобладают SiO₂ (34-64%) и Al₂O₃ (9-17%). Особенно резким изменениям подвержено содержание CaO (15—38%), связанное преимущественно с количеством сохранившихся щитков кокколитофорид, слагающих от 5 до 50% горючих сланцев.

На территории Саратовской области расположены два крупных месторождения горючих сланцев: Перелюбское и Коцебинское, на которых в 1978-1987 г.г. проведены поисково-оценочные работы и предварительная разведка, а также ряд месторождений и участков, разведанных до 1957 года. К ним относятся Левобережный участок Кашпир-Хвалынской сланценосной площади и месторождения: Орловское, Савельевское и Озинское.

Государственным балансом запасов учтены запасы только двух месторождений: Савельевского и Озинского.

Савельевское месторождение расположено в Краснопартизанском районе, вблизи пос. Горный. Общая разведанная площадь месторождения около 110 км². Глубина залегания сланцев колеблется от нескольких до 200 метров. Мощность продуктивной толщи от 13,8 до 20,8 м. Сланценосная толща содержит восемь пластов горючего сланца суммарной мощностью до 6,0 м. Качество сланцев хорошее. Месторождение известно с 1915 года и эксплуатировалось открытым способом для местных нужд в 20-х годах, а начиная с 30-х годов прошлого столетия эксплуатация осуществлялась двумя шахтами, которые в 1957 году были законсервированы. Запасы сланца по промышленным категориям более 30 млн.т.

Озинское месторождение расположено вблизи п.Озинки. Месторождение состоит из четырех участков. Известно месторождение с 1925 года. Запасы по промышленным категориям более 72 млн.т. Месторождение эксплуатировалось с 1943 по 1957 годы, после чего было законсервировано.

Перелюбское и Коцебинское месторождения расположены в пределах Перелюб-Благодатовской сланценосной площади.

Запасы этих двух месторождений по категории C_1 составляют 1142 млн.т, а предварительно оцененные по категории C_2 превышают 5 млрд.т.

Одно из важных направлений использования сланцев Поволжья - получение ценных сероорганических соединений - лекарственных средств природного происхождения - ихтиола и др. Кроме этого, выполнены разработки по выпуску дополнительно нового ценного продукта – тиофена. Тиофен и метилтиофен используются для синтеза новых химических продуктов с уникальными свойствами, в частности, силиконовых жидкостей для криогенной техники. Кроме тиофена сланце-химическая продукция включает образующиеся из сланцевой смолы: бензол, толуол, лак, клей, серу, кислоты, дубители, красители, мастики, сульфенол, пластификаторы и др. При переработке горючих сланцев значительная их часть может использоваться для получения цемента, извести, минеральной ваты, облицовочных материалов, щебня для строительных работ, каменного литья, наполнителя для бетонов и др. Возможным путем использования сланцев является получение керогена, способного обеспечивать не только влагостойкость асфальтобетонных покрытий, но замедлять деструктивные процессы в битуме дорожных покрытий.

Наличие серы, особенности геологического разреза, его обводненность не позволяют рентабельно и экологически безопасно осуществлять разработку горючих сланцев традиционными способами: шахтами или карьерами. В настоящее время в Саратовском Заволжье реализован на практике способ скважинной добычи горючих сланцев, который позволяет осуществлять разработку многопластовых месторождений путем поочередного отбора тонких продуктивных пластов горючих сланцев с помощью наклонно-горизонтальных скважин. Принцип добычи исключает складирование на поверхности серосодержащих пород. Такая технология разработана и защищена патентом. Ее особенность — отсутствие отвалов вскрышных и межсланцевых пород и откачки минерализованных пластовых вод на поверхность. Технология позволяет осуществлять разработку многопластовых месторождений селективно. Из одного наклонного или горизонтального ствола горючие сланцы извлекаются поочередно из каждого пласта, не допускается их смешивание на поверхности.

Специалисты прогнозируют, что в течение ближайшего времени в мире сложится ситуация, характеризуемая достижением 50-процентного порога выработанности запасов

нефти. Такое снижение вступит в противоречие с неизменно возрастающим спросом на нефть и приведет к росту цен на нее, что обеспечит реальный стимул для перехода на различные альтернативные энергоносители.

Один из вариантов возможной альтернативы — использование природного газа для последующего получения моторного топлива, энергетического и химического сырья. Однако ориентировка только на природный газ превратит его в монопольный энергоноситель и также повлечет за собой рост цен. Поэтому другим вариантом решения вопроса является использование альтернативных источников получения энергоносителей из твердых горючих ископаемых.

Таким образом, волжские горючие сланцы являются комплексным энергохимикотехнологическим сырьем, которое можно рассматривать в качестве альтернативы современным энергоносителям, химическому и технологическому сырью. При этом сланцы выгодны как дешевое многокомпонентное местное сырье для регионов России.

2.6 Сера

В Поволжье и Прикаспийской впадине выявлены различные виды серосодержащего сырья: сера самородная, сульфатная, сульфидная, в горных породах, нефтях, газах и подземных водах.

Самородная сера известна в регионе с незапамятных времен. Промышленные инфильтрационно-метасоматические серные месторождения в сульфатно-карбонатных отложениях открыты в тридцатые годы прошлого столетия и эксплуатировались более 60 лет в Самарской области. Поиски крупных залежей кепроковой серы (главного промышленного типа месторождений самородной серы) в области практически не проводились. Первенец такой залежи был обнаружен в Саратовском Заволжье в 1979 году (купол Безымянный, рис.14).

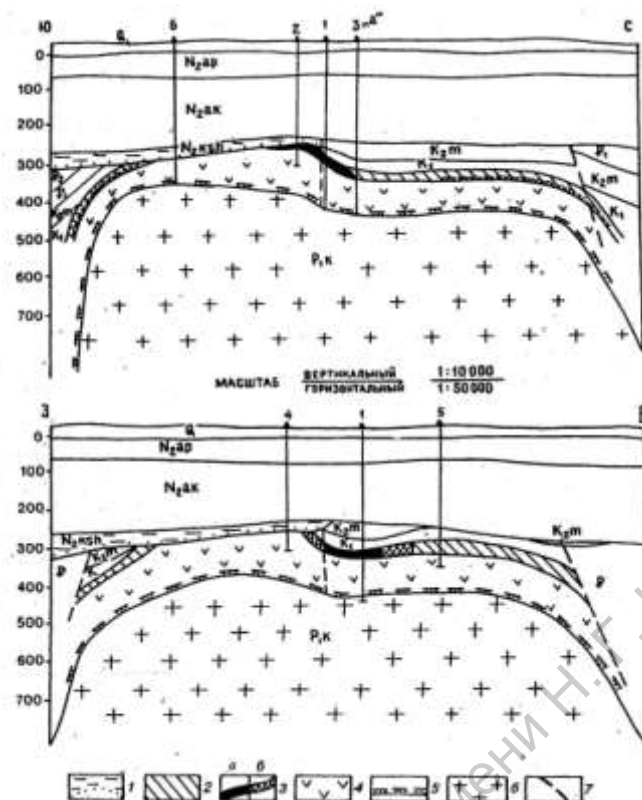


Рис.14 Геологический разрез купола «Безымянный» в Саратовской области;

1-аллювиальные отложения кушумской свиты (Палео-Большой узень); 2-карбонатная зона купрока; 3- серная руда: а) предполагаемая; 4-сульфатная зона кепрока (гипс-ангидритовая); 5- «ангидритовый песок»; 6 – соль; 7 – разрывные нарушения

Высокосернистые нефти верхне- и среднепалеозойских карбонатных отложений Среднего Поволжья в значительной степени выработаны. Сера из них не извлекалась, хотя технология ее извлечения в мире известна. Так же не добывается сера из высокосернистых горючих сланцев, содержащих равные самородной сере запасы серы органической, сульфидной и сульфатной (Перелюбское и Коцебинское месторождения Саратовской области).

2.7 Фосфориты

Фосфориты - осадочные горные породы, сложенные более чем на 50% аморфными или микрокристаллическими минералами группы апатита (или в пересчёте на P_2O_5 свыше 18%). В геологоразведочной практике к фосфоритам часто относят также породы, содержащие от 5 до 18% P_2O_5 , особенно при условии открытой добычи и лёгкой обогатимости полезного ископаемого.

Фосфориты используются главным образом (до 90%) для приготовления фосфорных удобрений (фосфоритная мука, суперфосфат, преципитат, томасшлак, аммофос и др.). Кроме того, из них попутно в промышленных масштабах извлекается ряд редких элементов.

Месторождения фосфоритовых руд на территории Саратовской области по условиям их образования представлены экзогенными месторождениями, которые характеризуются широким площадным распространением, горизонтальным или близким к нему залеганием фосфоритных слоев и их относительной выдержанностью. Фосфоритоносная толща часто включает несколько фосфоритных слоев, разделенных прослоями, песка, глины, мергеля, мела. Суммарная мощность фосфоритных слоев чаще всего составляет около 1 м, мощность отдельных слоев обычно не превышает нескольких десятков сантиметров.

Желваковые фосфоритовые руды (большинство месторождений Балашовского, Красноармейского, Саратовского районов) представляют собой конкреционные стяжения фосфоритов в песчано-глинистых или мергелистых породах. Содержание P_2O_5 в желваках 15—26%, в залежах обычно 6—10% (в некоторых месторождениях до 16%). Обычно 30—40% фосфатного вещества находится в форме, обуславливающей его хорошую усваиваемость растениями.

Для производства удобрений важное значение имеет содержание усваиваемого растениями фосфорного ангидрида, связанного с соединениями, растворимыми в воде и лимонной кислоте. При невозможности получения из фосфоритовых руд концентрированных удобрений они применяются для производства фосфоритной муки.

Фосфоритовые руды следует рассматривать как комплексное сырье. Помимо собственно фосфора, они могут служить сырьем для получения фтора, стронция, редких земель, титана и других элементов и соединений.

2.8 Титан-циркониевые россыпи

Палеогеновые отложения имеют на территории Волгоградского Поволжья два поля площадного распространения, условно именуемые западным и восточным. Западное поле, меньшее по площади, располагается на правом берегу р. Медведицы и в тектоническом отношении приурочено к Терсинской впадине. Восточное поле охватывает все правобережье Волги, а южнее — устье р. Балыклейки и левобережье р. Иловли. В структурном плане оно принадлежит Приволжской моноклинали.

Из развитых здесь палеогеновых отложений рассматривается распределение титан-циркониевых минералов в сызранской свите, представленной нижне-верхнесызранскими и нижне-саратовскими слоями, в камышинской свите (палеоцен), пролейской, царицынской свитах, мечёткинских слоях Волгоградской свиты (эоцен). Они представлены, в основном, двумя формациями: кремнистой и терригенной со значительным развитием смешанных их разновидностей. При этом соотношение компонентов этих двух формаций самое различное с образованием одно-, двух-, трех- и поликомпонентных пород различной плотности: от рыхлых песков до кремневидных опок.

Эти отложения включают ряд полезных ископаемых, в том числе и титан-циркониевые россыпи, поэтому их изучение представляет как научный, так и практический интерес.

Литература

1. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М. Недра, 1969
2. Япаскурт О. В. Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во МГУ. 2005.
3. Фролов В. Т. Литология: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, Кн.1, 1992; Кн.2, 1993; Кн. 3, 1995.
4. Зозырев Н.Ю, Зозырев Ю.Н. Закономерности размещения и перспективы использования минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых Саратовской области. Уч.-методическое пособие – Саратов «Наука», 2008 г.