



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО
ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
"РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНА СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ" МГРИ-РГГРУ

А.М. Портнов

● ОБЩАЯ ГЕОХИМИЯ

Учебное пособие

МОСКВА 2014

1. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Задача курса - ознакомление студентов с некоторыми закономерностями распределения элементов и изотопов в Космосе, Солнечной системе, геосферах Земли, главных типах горных пород, минералах и экосистемах. Показано, как методы геохимии используются для решения научных, поисковых, экологических проблем. При составлении курса автор исходил из традиционной научно-производственной ориентации студентов МГГА, что определило специфику при отборе материала. Для усвоения курса студентам необходимо знание химии, физики, общей геологии, минералогии, литологии, петрографии.

Геохимия – наука о закономерностях распределения и концентрации химических элементов и их изотопов на Земле и в Космосе. Она возникла на основе широкого внедрения химико-аналитических методов в геологические науки – минералогию, петрографию, литологию, поиск полезных ископаемых и др. Значение химии для геологии одним из первых подчеркнул М.В.Ломоносов (1711-1765):

В недро земное ты, химия,
Проникни взора остротой,
И что содержит там Россия,
Драги сокровища открой!..

Французский ученый А.Лавуазье (1743-1794) заложил основы химии газов атмосферы; выдающийся шведский химик Й.Берцелиус (1779-1848) разработал основы количественного химического анализа, ввел в употребление современные знаки атомов элементов, проанализировал практически все известные к тому времени минералы и дал их химические формулы. Он открыл церий, селен, торий, тантал и получил впервые уран, кремний, цирконий, титан. В 1838 г. швейцарский геолог Ф.Шенбейн предложил термин “геохимия”.

Разработка Р.Бунзеном и Г.Киргофом в 1859 году весьма чувствительного и простого спектрального анализа произвела переворот в возможностях химических исследований. Оказалось, что элементы, составляющие минерал или горную породу, в пламени вольтовой дуги при температуре около 3000°С теряют наружные электроны, ионизируются и переходят в состояние плазмы (четвертое состояние вещества).

Излучение ионов плазмы дает так называемые линейчатые спектры, индивидуальные для каждого элемента. Это свойство плазмы позволяет быстро и недорого определять при помощи спектрального анализа даже незначительные содержания элементов-примесей в минералах, горных породах, растворах и газах, а также проводить “дистанционное” изучение состава чрезвычайно удаленных объектов - Солнца, звезд, Галактик, Вселенной, где элементы также находятся в состоянии плазмы.

Очередные этапы развития геохимии связаны с открытиями в 1869 г. Д.И.Менделеевым Периодического закона элементов и в 1896 г. А.Беккерелем - явления радиоактивности. Эти открытия породили лавину геохимических исследований, показавших, что значительная часть атомов элементов находится в состоянии рассеяния и, по словам В.И.Вернадского, обладает "бренностью", т.е. способностью самопроизвольно распадаться, выделяя энергию, порождая иные элементы и изменяя во времени химический состав Земли и всей Вселенной.

1.1. Основоположники геохимии

В начале XX века основополагающие геохимические работы провели В.И.Вернадский (1863-1945), А.Е.Ферсман (1883-1945), Ф.Кларк (1847-1931), В.М.Гольдшмидт (1886-1947). Основы геохимии, как современной науки, заложил в 1908-1911 г.г. В.И.Вернадский, руководивший в это время кафедрой минералогии МГУ. Первый в мире курс геохимии прочитал в 1912 году А.Е.Ферсман в Народном университете им. А.Шанявского в Москве. Перечисленные ученые подчеркивали роль редких и рассеянных элементов в геологических процессах; В.И.Вернадский стоит у истоков геохимии живого вещества и радиоактивных элементов.

Американец Ф.Кларк впервые дал расчеты средних содержаний ряда химических элементов для земной коры мощностью 10 миль (16 км). Сводки Ф.Кларка были высоко оценены А.Е.Ферсманом, который в 1923 г. предложил называть среднее содержание элемента в земной коре "кларком".

Норвежский исследователь В.М.Гольдшмидт вычислил к 1926 г. ионные радиусы большинства элементов и установил, что сходство размеров ионных радиусов в значительной мере определяет законы изоморфизма и объясняет рассеяние элементов с низкими кларками. В СССР большой вклад в развитие геохимии внесли известные ученые - А.А.Сауков, В.В.Щербина, А.П.Виноградов, А.И.Перельман; последний является автором наиболее полного учебника для студентов геологических специальностей ("Геохимия", 1989).

1.2. Задачи геохимии

Геохимия возникла на "искрящем контакте" химии и минералогии, но дальнейшее развитие этой науки тесно связано с петрографией, петрологией, геологией рудных месторождений, методами поиска руд, кристаллохимией, геофизикой, астрономией, экологией и др. Изучается геохимия Космоса, атмосферы, литосферы, гидросферы, морей, рек, подземных вод и газов, различных типов горных пород, минералов, рудообразующих процессов, радиоактивных элементов, метеоритов и т.д.

Несмотря на это разнообразие, методами геохимии решаются три основные задачи: 1. Проблемы геологии (специфика состава пород, минералов, растворов и газов; вопросы генезиса, абсолютного возраста и др.)

2. Задачи поиска месторождений полезных ископаемых (поисковая геохимия). 3. Вопросы экологии и охраны окружающей среды.

В отличие от минералогии, изучающей конкретные минералы, т.е. соединения определенного химического состава, и петрографии, имеющей дело с горными породами, т.е. с закономерными ассоциациями минералов, геохимия исследует особенности распределения атомов и их изотопов в минералах, горных породах, растворах, газах, живом веществе и т.д. При этом выявляются многочисленные элементы, не включенные в формулы минералов и составы горных пород. Современные анализы показывают, что большинство элементов таблицы Д.И.Менделеева находится в литосфере в состоянии субатомарного рассеяния.

Например, в тонне гранита содержится в рассеянном состоянии (в г): Rb - 150; Zn - 100; Cu - 100; Th - 18; U - 3; Mo - 1; Sb - 0,5; Hg - 0,1; Bi - 0,01; Au - 0,005. Однако собственных минералов этих элементов обнаружить не удастся. Рассеянные элементы изоморфны, находятся в межзерновом пространстве и трещинах кристаллов, образуют минеральные выделения размером в доли микрона и легко выщелачиваются высокотемпературными флюидами, т.е. водно-паро-газовой смесью различных фаз, а также более низкотемпературными гидротермальными растворами.

Роль рассеянных элементов очень велика, поскольку они являются потенциальным источником руд. В 1 км^3 гранита в состоянии изоморфного или дисперсного рассеяния содержится уже около 300.000 тонн цинка и столько же меди, 50.000 тонн тория, 10.000 тонн урана, 15 тонн золота, что соответствует запасам месторождений среднего размера. Эти элементы при кристаллизации расплава концентрируются в постмагматических флюидах и растворах, формирующих рудные месторождения.

Интрузивные тела нередко имеют огромные объемы. Например, объем Бушвельдского массива в Южной Африке составляет более 500.000 км^3 ! Подобные интрузии обладали огромным запасом тепловой энергии, часть которой расходовалась на процессы рудообразования. При кристаллизации Бушвельдского массива выделилось более 100.000 км^3 воды и газов, растворенных в расплаве, что соответствует объему сотни озер типа Ладожского, крупнейшего в Европе!

Рассеянные в интрузивных и в окружающих породах элементы являются основой для формирования гигантских по масштабам рудных залежей золота, урана, меди, хрома, платины. Поэтому геохимия уделяет много внимания флюидно-гидротермальным системам, с помощью которых происходят выщелачивание, перенос и концентрация элементов, рассеянных в магматических и осадочных породах.

Главным "оружием" геохимии являются цифры, получаемые разнообразными аналитическими методами. Современному геологу необходимо понимать, какие геологические процессы скрываются за данными химических анализов, нужно научиться расшифровывать «оцифрованную» геологическую

информацию. Геохимик отбирает представительный геологический материал, анализирует его, а затем от чисел возвращается к геологии на новом смысловом уровне.

Современные аналитические методы весьма разнообразны. Наряду с "классическими" количественными силикатными и спектральными анализами сейчас широко используются рентгеноспектральные, в том числе микронные, а также изотопные, нейтронно-активационные, фотолюминесцентные, гаммаспектрометрические, аэрогаммаспектрометрические и иные виды анализов.

Результаты анализов выдаются в весовых и атомных процентах, промилле (0,1%), г/т. За рубежом используются такие понятия, как р.р.т., т.е. "часть на миллион (частей)", что соответствует 10^{-4} % или 1 г/т, а также (для низких концентраций, особенно для газов) "часть на миллиард (частей) - р.р.в., что соответствует 10^{-7} % или 1 мг/т. Широко используются численные характеристики, основанные на отношениях определенных элементов и изотопов в коре, мантии и метеоритах, а также путем сравнения с выбранными и утвержденными в научном мире «стандартами».

1.3. Кларки элементов

Кларк - константа содержания элемента в земной коре - впервые подсчитан для большинства элементов Ф.У.Кларком (США). В 1923 году, по предложению А.Е.Ферсмана, кларком стали называть среднее содержание элемента в земной коре. Позже это понятие расширили и сейчас говорят о «кларке», как о среднем содержании элемента, в разных типах горных пород.

В "десятку" наиболее распространенных элементов земной коры входят (мас.%): О - 47,0; Si - 29,5; Al - 8,0; Fe - 4,6; Ca - 3,0; Na - 2,5; K - 2,5; Mg - 1,9; Ti - 0,5; для углерода данные многочисленных авторов резко занижены, и мы предложили новое значение — 0,37 (Портнов, 1997). Эти 10 элементов составляют 99% земной коры. Значит, оставшиеся 82 элемента составляют всего 1%. Поэтому кларки большинства важных рудных элементов очень малы.

Некоторые распространенные в быту элементы крайне редки: например, кларк Hg — $8 \cdot 10^{-6}$ %, кларк золота — $4 \cdot 10^{-7}$ % и т.д. В то же время относительно велики кларки у таких, казалось бы, редких и рассеянных элементов, как Rb ($15 \cdot 10^{-3}$ %), Zr ($17 \cdot 10^{-3}$ %), Ce ($17 \cdot 10^{-3}$ %) и др. В земной коре резко преобладают атомы и их изотопы с устойчивыми ядрами типа 4q, масса которых кратна 4: кислород, кальций, железо и др. (закон четности); они составляют 86% земной коры.

1.4. Геохимическая классификация элементов В.М.Гольдшмидта

Известны различные геохимические классификации элементов, предложенные В.М.Гольдшмидтом, В.И.Вернадским, А.Н.Заварицким и др. Наиболее распространена классификация В.М.Гольдшмидта, которая учитывает важнейшие геохимические свойства элементов, изоморфизм, данные

минералогии, геохимические барьеры, распределение в различных природных системах. В.М.Гольдшмидт выделяет:

1.4.1. Литофильные элементы - обладающие сродством к кислороду и образующие оксиды, гидроксиды, соли кислородных кислот, в т.ч. силикаты, а также галогениды. К ним относятся все щелочные, щелочноземельные и редкоземельные элементы, а также углерод, кремний, сера, фосфор, бериллий, бор, олово, вольфрам, ниобий, тантал и др.; они концентрируются преимущественно в "гранитном" и осадочном слоях земной коры.

1.4.2. Халькофильные элементы - обладающие сродством с серой и ее аналогами – селеном, теллуrom, мышьяком. Рудные минералы образуют сульфиды, селениды, теллуриды, арсениды. К ним относятся сера, селен, теллур, мышьяк, медь, свинец, цинк, кадмий, молибден, висмут, ртуть, серебро, золото, рений, германий и др.; концентрируются преимущественно в "базальтовом" слое земной коры.

1.4.3. Сидерофильные элементы - близкие по свойствам к железу: железо, марганец, хром, кобальт, никель, титан, платиноиды и др.; концентрируются преимущественно в мантии, ультраосновных породах, железо-каменных метеоритах и, видимо, в ядре Земли.

1.4.4. Атмофильные элементы - обычно присутствующие в виде газов. К ним относятся все благородные газы (гелий, неон, аргон, криптон, ксенон, радон), азот, кислород, углерод, водород. Концентрируются в атмосфере и гидросфере.

1.4.5. Многообразие свойств элементов. Следует отметить, что один и тот же элемент в различных условиях может проявлять разные свойства. В самородном виде железо, например, в железных метеоритах, является сидерофилом. Но чаще железо - типичный литофил, оно играет роль магния или кальция в составе карбонатов (сидерит, анкерит) или силикатов (оливин, пироксены, амфиболы). Халькофильные свойства железа широко проявляются в составе сульфидов (халькопирит, пирит, пирротин).

Медь является халькофилом в сульфидах (халькопирит, борнит и др.), литофилом в окислах, карбонатах, фосфатах и силикатах (куприт, малахит, бирюза, диоптаз), сидерофилом - в самородном виде. Бор выступает как литофил в боратах и как атмофил - в гидридах. Углерод является литофилом в карбонатах и алмазе, сидерофилом – в графите, атмофилом – в метане (CH_4), CO_2 и CO .

2. ГЕОХИМИЯ КОСМОСА

2.1. Вселенная

Открытия в Космосе за последние десятилетия, необычайно расширили знания об окружающем Землю пространстве и существенно изменили представления о Солнечной системе и составе Вселенной. Установлено, что Вселенная возникла около 14 млрд. лет назад в результате Большого взрыва,

породившего водород и гелий – главные элементы химического вещества бесчисленных Галактик. Галактики - это грандиозные "звездные острова", состоящие из сотен миллиардов звезд. Размер их сотни тысяч световых лет, расстояния между ними - миллионы и десятки миллионов световых лет.

Масса звезд и "черных дыр", расположенных в центрах Галактик, составляет лишь десятую долю их массы. 90% массы составляют так называемые "темные гало", окружающие Галактики по периферии. Они состоят из "холодных карликов" - нейтронных звезд с массой, близкой к массе Солнца, но с размером небольшой планеты типа Меркурия или Земли.

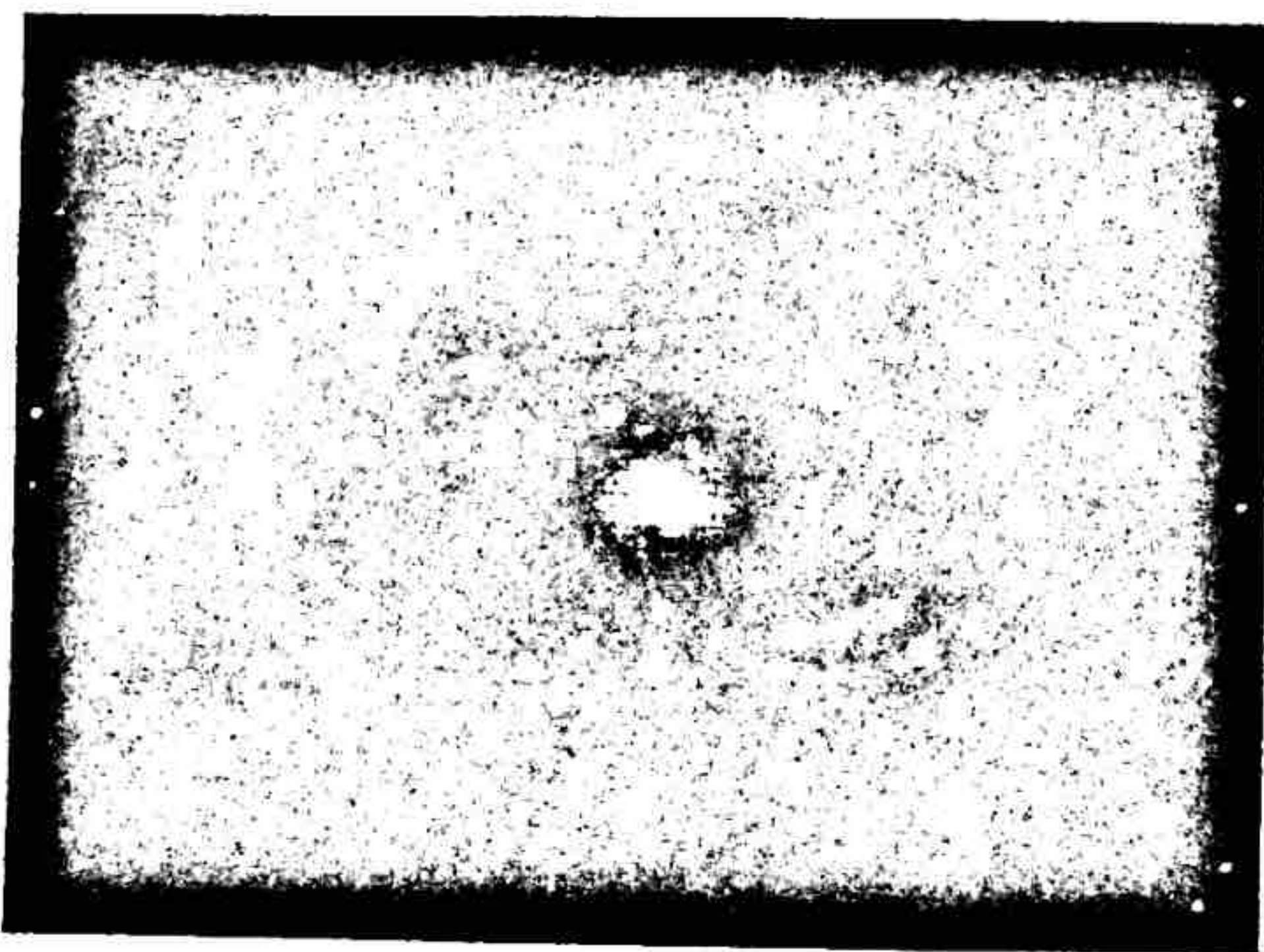


Рис.1. Спиральная галактика содержит двести миллиардов звезд со своими планетными системами

В последние годы резко изменились представления о массе и составе Вселенной. Оказалось, что масса Вселенной значительно больше, чем представлялось раньше, и привычные элементы составляют менее 5% массы Вселенной. Из них 4% составляют рассеянные в виде газа водород и гелий; 0,5% водорода и гелия входят в состав звезд. Масса нейтрино Вселенной оценивается в 0,3%. Остальные химические элементы, которые называют "тяжелыми", в сумме составляют всего 0,03% массы Вселенной. 25% состава Вселенной представлено неизлучающей "темной материей" и 70% - загадочной "темной энергией" вакуума, плотность которой постоянна в пространстве и неизменна во времени. Темная энергия вакуума порождает также мощные силы антитяготения, проявляющиеся в расширении Вселенной.

Спектры излучения галактик показали, что видимое вещество Вселенной (т.е. 4,5% ее массы) состоит на 70% из водорода и на 28% из гелия. 2% приходится

на более тяжелые элементы, называемые “элементами группы железа”: С, О, Si, Ca, Fe и др. Отношение суммы элементов группы железа к сумме водорода и гелия называется металличностью звезд и галактик. Металличность повышена в спиральных галактиках. Для атмосферы Солнца она составляет 1,6%; такой химический состав характерен для большинства звезд и межзвездного газа нашей и других крупных галактик, его называют солнечным или стандартным.

Значительно меньше металличность звезд карликовых сферических галактик размером 10-15 тысяч световых лет, она составляет всего 0,02-0,002%, т.е. металличность связана с массой и гравитационным полем галактик. Энергия звезд зависит от их массы, определяющей интенсивность ядерных реакций, при которых водород переходит в гелий, углерод, кислород, железо, а при взрывах сверхновых звезд - в тяжелые и даже трансурановые элементы, что установлено спектральным анализом газовых туманностей на месте сверхновых звезд.

Время жизни звезд и их эволюция также зависят от массы. Если начальная масса звезды превышает 5 масс Солнца, то ее эволюция относительно быстро завершается взрывом «сверхновой», когда ее светимость на короткое время (1-2 месяца) достигает яркости миллиардов звезд: сверхновая звезда светит, как целая галактика! Энергия взрыва ведет к “слипанию” атомных ядер и синтезу изотопов тяжелых элементов - урана, тория, плутония, нептуния и др., многие из которых давно вымерли в Солнечной системе. Возможно, что современный ^{209}Bi возник из ^{237}Np ; ^{232}Th - из ^{236}U ; ^{205}Tl - из ^{205}Pb ; ^{144}Nd - из ^{146}Sm и т.д.

Взрыв рассеивает тяжелые элементы в галактическом пространстве. Эта звездная пыль является материалом для формирования звезд более поздних поколений, к числу которых принадлежит и наше Солнце. Так, например, в 1054 году в небе Земли появилась новая звезда, которая сияла ярче Венеры. Это явление отметили европейские и китайские средневековые хроники.

Сейчас на этом месте находится Крабовидная туманность – гигантская сфера взрыва Сверхновой звезды, где в состоянии плазмы обнаружены почти все элементы таблицы Менделеева. Таким образом, элементы, из которых состоят планеты земной группы и живые организмы, являются “золотом”, оставшейся от ядерного “пожара” и взрывов сверхновых звезд.

На месте взрыва обычно остается нейтронная звезда - гигантское “атомное ядро” диаметром около 10 км, проявляющееся мощным радиоизлучением. Но если масса такого “ядра” превысит 2-3 массы Солнца, то возникает “черная дыра”, сверхплотное вещество, чудовищное гравитационное поле которого не выпускает даже электромагнитное излучение. Поглощение газа и звезд “черной дырой” сопровождается мощным рентгеновским или гамма-излучением, по которому делают вывод о наличии “черной дыры”.

2.2. Космохимия Солнечной системы

Солнце – относительно молодая звезда типа “желтых карликов”, наиболее распространенных среди 200 миллиардов звезд нашей Галактики. Возраст Солнца

5,5 млрд. лет, расстояние от Земли до Солнца - около 150 млн. км. Солнце медленно вращается и делает один поворот (в том же направлении, что и Земля) за 25 дней (по экватору). Яркая поверхность Солнца является нижней частью его атмосферы и называется фотосферой. Атмосфера Солнца распространяется на миллионы километров, она видна лишь при солнечных затмениях и называется "солнечной короной".

Диаметр Солнца - 1,4 млн. км, плотность - $1,4 \text{ г/см}^3$; масса - в 330.000 раз больше массы Земли и составляет 99,86% массы всей солнечной системы. Мощное магнитное поле Солнца в 50 раз сильнее магнитного поля Земли; каждые 22 года магнитные полюса меняются местами: последняя инверсия полюсов произошла в начале 2001 года. Для биосферы Земли важно, что 95% излучения Солнца приходится на область оптического окна (2900-2400Å), для которого атмосфера Земли прозрачна. На поглощаемые атмосферой Земли излучения в дальней инфракрасной и опасной для жизни коротковолновой (ультрафиолетовой и др.) областях приходится соответственно 3,6% и 1%.

Примерный химический состав по атмосфере (короне) Солнца (масс. %): Н - 80; Не - 18; металличность (сумма элементов тяжелее гелия) - 1,6. Ежесекундно в результате термоядерных реакций 630 млн. тонн Н превращаются в Не, а в излучение переходит 4,6 млн. тонн массы. Тем не менее, выделение Солнцем тепла на единицу веса очень мало и соизмеримо с теплом, выделяемым охалкой гниющих листьев; такая экономичность определяет стабильный режим излучения.

На долю Земли приходится менее $2 \cdot 10^{-9}\%$ лучистой энергии Солнца. Масса всех планет составляет лишь 0,14% массы солнечной системы. Планеты делятся на две группы: 1. Внутренние или планеты земной группы, состоящие из тяжелых элементов; 2. Внешние - преимущественно газового состава, состоящие из охлажденного вещества Солнца.

2.3. Планеты земной группы

2.3.1. Меркурий. Диаметр 4,8 тыс. км, плотность $5,5 \text{ г/см}^3$, 0,005 М Земли, очень много кратеров типа лунных, породы поверхности - базальты.

2.3.2 Венера. Диаметр 12,1 тыс. км, плотность $5,2 \text{ г/см}^3$, 0,8 М Земли. Радарная съемка поверхности планеты, закрытой мощным слоем облаков, выявила горы высотой до 9 км, метеоритные кратеры, гигантские рифты (грабены) длиной до 6000 км, вулканы со свежими потоками лавы, залившими площадь размером с Австралию.

Выделяются необычные геологические структуры - «венцы» и «новы», представленные радиально-концентрическими вулcano-тектоническими образованиями диаметром от 100 до 1000 км. Их возникновение связано с мантийными плюмами (диапирами), количество выявленных венцов и «новов» - около 600. Подобные процессы, морфологически проявленные не столь ярко, установлены и на Земле. Преобладающие породы - базальты, но имеются и граниты.

Мощная атмосфера открыта М.В.Ломоносовым, заметившим яркое кольцо вокруг черного диска планеты, проходившей на фоне Солнца. Анализ атмосферы проведен впервые советскими космическими зондами, ее состав: CO_2 - 97%, N_2 - 3%; H_2O - всего 0,05% (отсутствие воды - загадка Венеры!). Давление атмосферы на поверхности достигает 100 бар (давление океана на глубине 1 км!), что привело к раздавливанию первых советских космических зондов, опускавшихся на парашютах и не достигших поверхности. Это значит, что создатели зондов недооценили замечание Ломоносова о том, что «...Венера обладает знатною атмосферой». Густые облака на высоте 50-70 км полностью закрывают поверхность Венеры и состоят из смеси кислот - HCl и H_2SO_4 . Температура поверхности очень высокая - $T=800^\circ \text{K}$.

2.3.3. Марс (рис.2). Диаметр - 6,8 тыс. км, плотность - $4,0 \text{ г/см}^3$, 0,11 массы Земли, площадь поверхности 28% поверхности Земли, хорошо выражены полярные шапки из льда и CO_2 (рис.4). Породы - щелочные базальты и андезиты, характерна уникальная среди планет мощная (не менее 1-2 км) красноцветная железистая кора выветривания, определяющая кроваво-красный цвет Марса в небе Земли на расстоянии в десятки и сотни миллионов км. Редкая атмосфера соответствует стратосфере Земли на высоте 30 км; состав - CO_2 - 95%, N_2 - 2-3%, Ar - 1-2%, O_2 - 0,1%. Наблюдаются мощные пылевые бури.



Рис.2. Марс. Около экватора видны ущелье "Маринер" и долины рек

Установлено, что во время пылевых бурь на Марсе возникает своеобразный "парниковый эффект" со значительным (на $20-30^\circ \text{C}$) увеличением температуры поверхности - за счет того, что пыль задерживает инфракрасное

излучение поверхности планеты. Средняя температура: -50°C ; в районе экватора днем до $+30^{\circ}\text{C}$, ночью до -100°C .

Сенсационные находки на Марсе: разветвленная и ныне сухая террасированная речная сеть (рис.3), огромные каньоны длиной до 4000 км и глубиной до 10 км (значительно больше каньона реки Колорадо), гигантские оползни по склонам рек (следы оттаивания вечной мерзлоты в красноцветных корях выветривания мощностью более 3-4 км), следы наводнений, барханный рельеф равнин, засыпанных красным песком (замерзшие моря), гигантские вулканы (вулкан Олимп - высота 26 км, диаметр 600 км), множество крупных свежих метеоритных кратеров. Наводнения и растворимые соли на поверхности Марса могли появиться вследствие падения астероида в океан, занимавший крупную и глубокую (до 9 км) впадину у Южного полюса. Там же сосредоточены сильные локальные магнитные аномалии Марса, которые мы связываем с повышенной концентрацией новообразованного маггемита.

В красноцветной коре выветривания Марса, в отличие от земных "лимонитовых" красноцветов, распространен редкий на Земле минерал маггемит, красный магнитный оксид Fe^{3+} со структурой шпинели ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Маггемит образуется при прокаливании лимонита до 800°C . На поверхности обнаружены также глинистые минералы, лимонит, гематит, поваренная соль, гипс, сульфаты натрия и магния. По измерениям из космоса, глобальное магнитное поле Марса отсутствует, оно в 800 раз слабее земного, носит пятнистый характер и, видимо, связано с наличием магнитной коры выветривания (маггемит) и базальтов.

Для формирования красноцветной коры на Марсе мощностью один километр, по нашим подсчетам, потребовалось 5000 триллионов тонн O_2 . Для сравнения: в атмосфере Земли сейчас 1200 триллионов тонн O_2 . Единственный известный источник такого количества кислорода - фотосинтез на основе растительности, отсюда вывод: НА МАРСЕ БЫЛА ЖИЗНЬ! Следы кислорода в атмосфере Марса (0,13%), видимо, имеют реликтовый характер. На дне ущелья Маринер протяженностью 4000 км, шириной до 200 км и глубиной до 10 км в условиях микроклимата, возможно, сохраняются примитивные растения с фотосинтезом, типа наших лишайников.

Очевидно, что поиски воды и жизни следует вести не на полюсах, как это делают американцы, а на дне глубочайших ущелий, где мощность атмосферы увеличена, существует относительно теплый микроклимат и днем появляется вода из тающей вечной мерзлоты.

В Антарктиде обнаружен метеорит, являющийся обломком коры Марса с возрастом около 3 млрд. лет и выброшенный взрывом с его поверхности; в нем обнаружены остатки бактерий. Фотографии, переданные марсоходами «Спирит» и «Кьюриосити» в 2009-2013 г.г., показывают остатки черепов антропоидов, ящеров или птиц, раковин (кратер Гусева), ящериц (кратер Гейла). Видимо, на Марсе была жизнь и развитая техническая цивилизация, остатки которой представлены фотографиями хорошо различаемых фундаментов зданий, пирамид, дорог,

гуннелей, металлических изделий. Мы считаем, что недавно на Марсе была космическая катастрофа.



Рис.3. Сухие русла рек на Марсе. Поперечник рисунка 170 км

Специфика Марса - наличие двух относительно небольших спутников (Фобос и Деймос, рис.4) на очень близких к Марсу орбитах. Фобос (26x17 км) вращается по круговой орбите на расстоянии 5920 км от поверхности и близок к пределу Роша (при равной плотности - 2,44 R планеты, т.е. для Марса - около 5000 км). На пределе Роша спутник разрушается гравитационными силами и при наличии атмосферы падает на планету.

Возможная причина гибели жизни - астероидная атака несколько десятков тысяч лет назад, при достижении предела Роша и торможении за счет плотной атмосферы ранее существовавшим ТРЕТЬИМ спутником Марса, для которого нами предложено название "Танатос" ("Смерть"). Индикатор астероидной атаки - стабильный маггемит, открытая нами новая разновидность маггемита ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Стабильный маггемит возникает при прокаливании гидроксидов железа и отличается от обычного маггемита тем, что при нагревании не переходит в гематит.

Стабильный маггемит присутствует в значительных количествах в Якутии, в речном аллювии, в области воздействия Попигайского метеоритного кратера и разносится на большие расстояния. Эта очень крупная астроблема диаметром 100

км возникла 36 млн. лет назад на границе эоцена и олигоцена. Возможно, смена эоцена олигоценом на Земле обусловлена ударом астероида. В астроблеме угли пермокарбона превратились в огромные залежи смеси импактных низкокачественных алмазов и лонсдейлита (гексагональная молификация алмаза).

Канадские ученые из нескольких университетов Торонто (Канада) пришли в 2013 году к выводу, что на Марсе от удара астероида 4 миллиарда лет назад исчезло планетарное магнитное поле. Магнитное поле на поверхности Марса имеет пятнисто-мозаичный вид интенсивностью 0,2-0,3гаусса, соизмеримый с магнитным полем Земли (0,5 гаусса).

Мы считаем, что красноцветы Марса возникли значительно раньше и стали магнитными за счет недавнего астероидного удара, прокалившего уже имевшиеся мощные лимонитовые коры выветривания базальтов. Оседание возникшей при прокаливании маггемитовой пыли на поверхность планеты в условиях прекращения конвекционных потоков в жидком ядре и остановки «динамомшины» в ядре Марса, создало знакопеременное мозаичное магнитное поле, обусловленное концентрацией маггемита в районе Южного полюса.

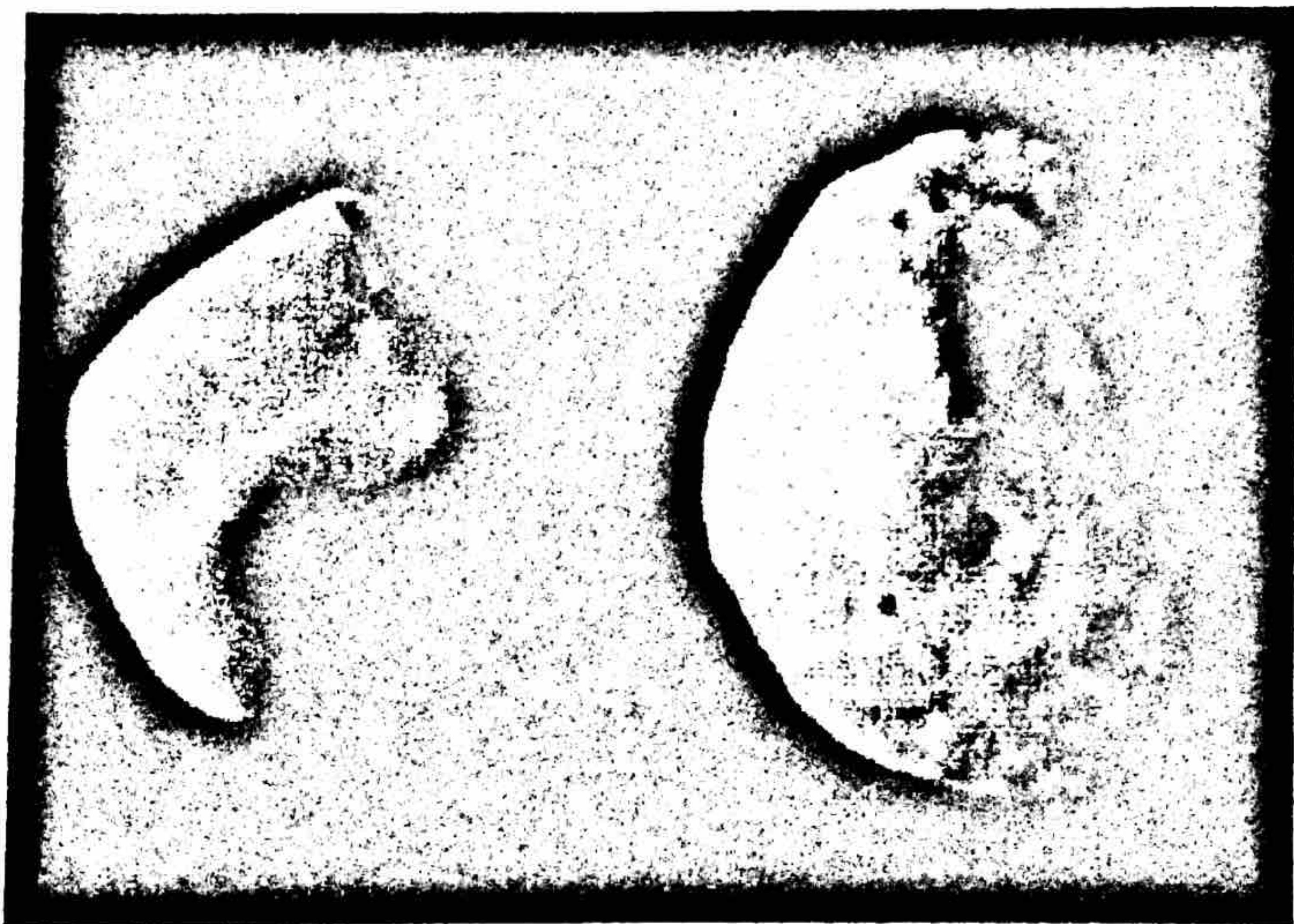


Рис. 4.Спутники Марса: Деймос (слева) и Фобос (справа)

В результате удара Танатоса на “красной планете” погибла жизнь, океан в депрессии у Южного полюса был выброшен на поверхность континентов, вода

океана «просолила» красноцветную кору выветривания и образовала выцветы солей в высохших морях и озерах. Плотная кислородная атмосфера была выброшена в Космос в виде потоков раскаленных газов и плазмы, чему способствовало относительно слабое гравитационное поле Марса. В отличие от зарубежных ученых, мы считаем, что «конец света» на Марсе был не миллиарды лет назад, а совсем недавно, вероятно, тысячи лет назад, когда уже были сформированы мощные красноцветные коры выветривания.

Отличная сохранность террасированных речных долин (рис.6) и наличие огромного количества свежих, не засыпанных песком метеоритных кратеров, сенсационные находки американскими марсоходами скелетов ящериц, черепов динозавров и антропоидов свидетельствуют, что развитые формы жизни исчезли, по геологическим понятиям, совсем недавно.

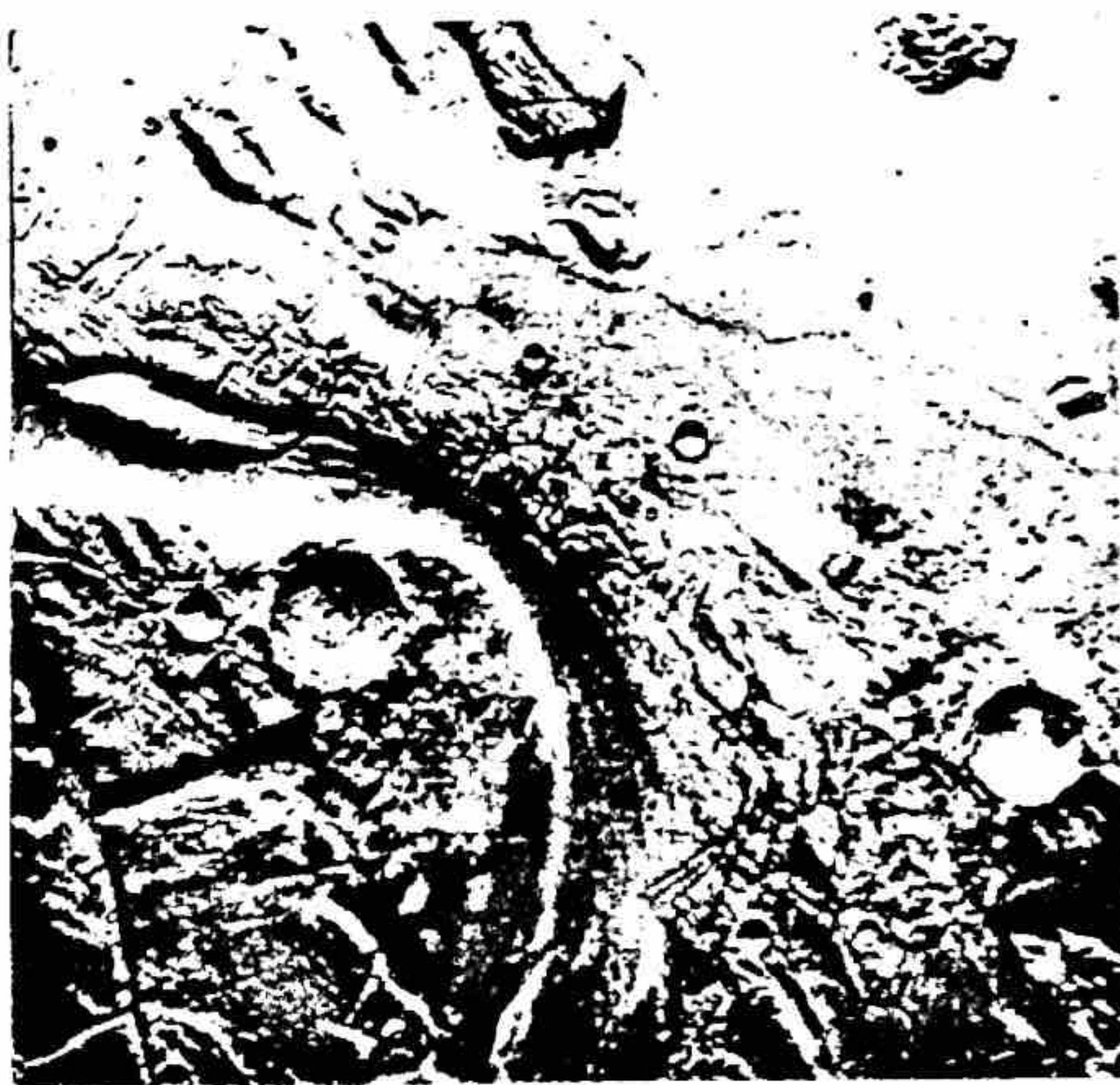


Рис. 5. Сухое глубокое русло марсианской реки. Выше коренных пород видны речные террасы. Обращает внимание мощная толща рыхлых отложений (3-4 км). Для масштаба: диаметр кратера слева - 15 км. Фото зонда «Викинг-2»

2.3.4. Луна. Диаметр - 3480 км, плотность - $3,3 \text{ г/см}^3$, 0,012 массы Земли, атмосферы нет. В 1969 г. американцы высадились на поверхность Луны. Лунные экспедиции («Аполлоны» 11, 12, 14, 15, 16, 17) доставили 380 кг лунных пород. Советские аппараты «Луна 16, 20» привезли два керна лунного грунта – реголита диаметром 1,8 см и длиной по 30 см. Буровые установки для «лунников» весом 13,6 кг были разработаны при участии выпускников МГРИ. На поверхности Луны видны светлые «материки» - стекловатые вулканиты анортозитового состава и темные «моря» - базальты.

Возраст пород - 3,2-4,6 млрд лет. Имеются базальты особого типа - "крип-базальты" (по названиям элементов - K, REE, P) с аномально высокими, по сравнению с земными базальтами, содержаниями K - до 1%; REE - до 0,02% (REE - американское обозначение TR); P - до 0,5%, а также Zr, Y, Cr, Mn. Мощность базальтовой коры - 60 км, мантии - около 1000 км; радиус ядра (из FeS ?) - 700 км. Отмечены лунотрясения с эпицентрами на глубине 600-800 км. Утечка секретных материалов НАСА, рассказы лишившихся по возрасту «грифов секретности» космонавтов США и сотни (более 500 за последние 20 лет) фактов астрономических наблюдений движущихся объектов и странных световых явлений свидетельствуют о том, что Луна обитаема.

2.3.5. Пояс астероидов. Расположен за Марсом. Состоит из десятков тысяч тел. Впервые крупнейший астероид Церера (около 1000 км) был открыт в 1800 году, в его честь назван элемент церий; общая масса тел мала - 0,001 массы Земли; возможно, это остатки погибшей планеты. В 2001 году на астероид Эрос (300 млн. км от Земли, размер - около 35 км) совершил мягкую посадку космический зонд США. Астероиды когда-то составляли единую «планетку» 0,001 массы Земли (значительно меньше Луны). Тем не менее, судя по составу метеоритов, у планеты имелись железо-никелевое ядро, ультрабазитовая мантия и углистая «кора», т.е. массы планеты хватило для сложной дифференциации вещества. Пояс астероидов - постоянный и грозный источник метеоритной опасности для Земли.

2.4. Планеты внешней группы

За поясом астероидов расположены планеты внешней группы, газовые гиганты, по составу отвечающие охлажденному веществу Солнца. Предполагается наличие в них небольших железо-каменных ядер, сходных по размеру с Землей.

2.4.1. Юпитер и «галилеевские спутники». Юпитер называют «несостоявшейся звездой»: диаметр 142 тыс. км, плотность - $1,3 \text{ г/см}^3$, 318 масс Земли. Имеет кольцо пыли шириной 20 тыс. км, толщиной 1,5 км; мощное магнитное поле - в 15 раз сильнее земного. Состав атмосферы (вес.%): Н-60; Не-35; CH_4 ; NH_3 ; Не. Наблюдается «красное пятно» размером 40×13 тыс. км (рис.6), возможно, PH_3 . В атмосфере отмечены сильнейшие грозы с разрядами длиной в тысячи км, поэтому Юпитер - сильнейший радиоизлучатель. Среди известных 12 спутников наиболее интересны 4 спутника, открытых еще Галилеем в 1610 году: Ио, Ганимед, Европа, Каллисто: они отличаются величиной и повышенной плотностью вещества ($1,8 - 3,5 \text{ г/см}^3$).

2.4.2. Ио - диаметр 3640 км (величина Луны), здесь открыто 17 действующих вулканов, выбрасывающих раскаленную серу на высоту более 200 км (!). Вместе с серой выбрасывается черное углеродистое вещество. Вулканы «дрейфуют» по поверхности спутника со скоростью 4 км/год; поверхность покрыта на две трети серой, на треть - сульфатами натрия и магния.

2.4.3. Ганимед - диаметр 5270 км (крупнее Меркурия!), на скально-ледовой поверхности видны загадочные извилистые тектонические (?) структуры.

2.4.4. Европа выглядит как белый "бильярдный шар", самое гладкое космическое тело в Солнечной системе. Диаметр Европы 3130 км, она сплошь покрыта льдом. Характерен рисунок многочисленных как бы "сдвоенных линейных разломов" ледяной коры.

Видимо, эти "сдвоенные" структуры возникли за счет возгонки по разломам относительно теплых водяных паров и отложения масс сублимированного льда по краям трещин в условиях космического вакуума. Некоторые ученые предполагают наличие жизни в океане под толщей льда.

2.4.5. Каллисто (4840 км), поверхность - лед и скалы, много коричневого (органического?) вещества, множество кратеров.

2.4.6. Сатурн и спутники Титан и Энцелад. Диаметр - 120 тыс. км, плотность - $0,7 \text{ г/см}^3$; в 100 раз массивнее Земли; состав H_2 , He. Окружен тысячами колец из обломков льда, "вложенных" друг в друга. Впервые кольца наблюдались в 1610 г Галилеем, который принял их за исчезающие (вследствие поворота плоскости колец) спутники. Кольца открыты голландским ученым Х.Гюйгенсом в XVII веке, разделение колец установил итальянский астроном Д.Кассини. Суммарная ширина колец - 60 тыс. км, толщина - 4 км.

Насчитывается около 60 относительно мелких спутников размером в сотни километров, но один очень крупный: **Титан**, диаметр 5140 км (больше Меркурия!). Плотность - 1,9. Обладает плотной атмосферой (давление на поверхности 1,6 бар!). В атмосфере преобладают N_2 (кроме Земли это уникальный случай азотной атмосферы), CH_4 (метан) и примесь C_2H_6 (этан). $T=95^\circ \text{K}$.

В 2004 году космический зонд "Кассини" сбросил над Титаном "Гюйгенс", 300-килограммовую платформу с приборами, которая опустилась на парашюте на поверхность Титана. Снимки, показали наличие "озер" и "рек" из жидкого метана с крупными окатанными валунами (!). Интересен также спутник Энцелад, имеющий диаметр 500 км. На нем установлена ледяная кора (как на Европе) и гейзеры высотой до сотни километров. Энцелад расположен среди колец Сатурна и, видимо, образует их или их часть.

2.4.7. Уран. Диаметр 50 тыс. км, плотность - $1,3 \text{ г/см}^3$, в 15 раз массивнее Земли, состав - H, He, CH_4 , имеются кольца из черного непрозрачного вещества. Установлено 15 спутников, из них наиболее крупные - **Оберон и Титания**, диаметром по 1600 км, покрытые льдом и выходами базальта, с обилием кратеров.

2.4.8. Нептун. Диаметр 25 тыс. км, плотность $1,8 \text{ г/см}^3$, в 17 раз массивнее Земли. Обнаружены 7 мелких спутников и один крупный - **Тритон** (2800 км), с действующими выбросами углистого вещества, сходными с гейзерами, и структурами на поверхности, похожими на "сдвоенные разломы" во льдах над океаном Европы.

Не исключено, что в центре газовых планет-гигантов находятся силикатные ядра диаметром в 5-10 тысяч километров, близкие по размерам к планетам земного типа (Меркурий, Венера и др.)

2.4.9. Плутон. Диаметр 2,3 тыс.км, плотность $1,2 \text{ г/см}^3$; возможно, бывший спутник Нептуна. Спутник - Харон (1,3 тыс.км), образующий с Плутоном общую систему вращения. Вытянутая эллиптическая орбита делает позицию Плутона в Солнечной системе переменной: иногда он ближе к Солнцу, чем Нептун. За Плутоном открыто еще несколько мелких тел. Современная астрономия называет планетки типа Плутона планетоидами.

За Плутоном располагаются кометные пояса Койпера и газо-кометные Облака Оорта. Состав комет – преимущественно вода в форме льда и замерзшие газы (водород, метан, углекислота, циклические углеводороды, цианистые соединения и др.).

2.4.10. Кометы. Вещество периодической кометы Галлея, появляющейся в небе Земли каждые 76 лет и известной, по крайней мере, с 467 года до н.э., было проанализировано при ее последнем появлении в марте 1986 года. К комете были отправлены два советских зонда, два японских, один европейский. Был установлен состав газов, окружающих комету (вес,%): H_2O (пар) -80; CO -10; CO_2 -3; CH_4 -2; NH_3 -1,5; HCN -0,1. Размеры твердого ядра, состоящего из замерзших газов (км): $16 \times 8 \times 8$; масса - 100 млрд т; плотность - $0,2 \text{ г/см}^3$.

2.5. Космическое вещество на Земле

2.5.1 Метеориты. Известны с глубокой древности, как “звездное железо” (сидерис- звезда, сидерос - железо, лат.). В 1790 г Французская академия (по докладу Лавуазье) рассмотрела протокол из Гаскони, подписанный жителями и мэром г.Жульяк, о падении камня с неба. Академия приняла постановление “бороться с нелепыми баснями и суевериями и не рассматривать антинаучные сообщения о падающих с неба камнях”. Однако русский академик Паллас еще в 1772 г привез из Красноярска крупный метеорит весом 770 кг, хранящийся в Минералогическом музее РАН в Москве (Палласово железо).

Древнерусские летописи сообщают: в 1290 г близ Великого Устюга “...грому бо многу и страшну бывшу зело; яко же небо и земля непрестанно колебаться и трястися... Бесчисленным камением поломило лес и дресеса положиша”. В 1421 г в Великом Новгороде “...взыде туча страшна зело, с громом страшным, и камение, спадшее на землю”. В Кирилло-Белозерском монастыре в 1662 г “...звезда велика и долга вышла, земля тряслась, и хромы тряслись, и люди от ужаста на землю падали. И камение падало с великою яростию, великое и малое”.

В музеях и научных собраниях хранится более 20 тысяч метеоритов, в основном, из пояса астероидов. Из них 20 относят к обломкам с поверхности Марса. Различают метеориты железные (20%), железо-каменные (палласиты) и каменные. Железные состоят из двух взаимопрорастающих железо-никелевых

минералов, различающихся содержанием никеля: тэнита (20-50% Ni) и камасита (5-10% Ni).

На полированной поверхности железных метеоритов при обработке соляной кислотой проступает характерная решетчатая видманшtedтеновая структура травления, отражающая зональное распределение никеля в крупных кристаллах железа по граням октаэдра (111), что позволяет точно диагностировать метеоритное вещество (рис.6). Такие железные метеориты называют октаэдритами.

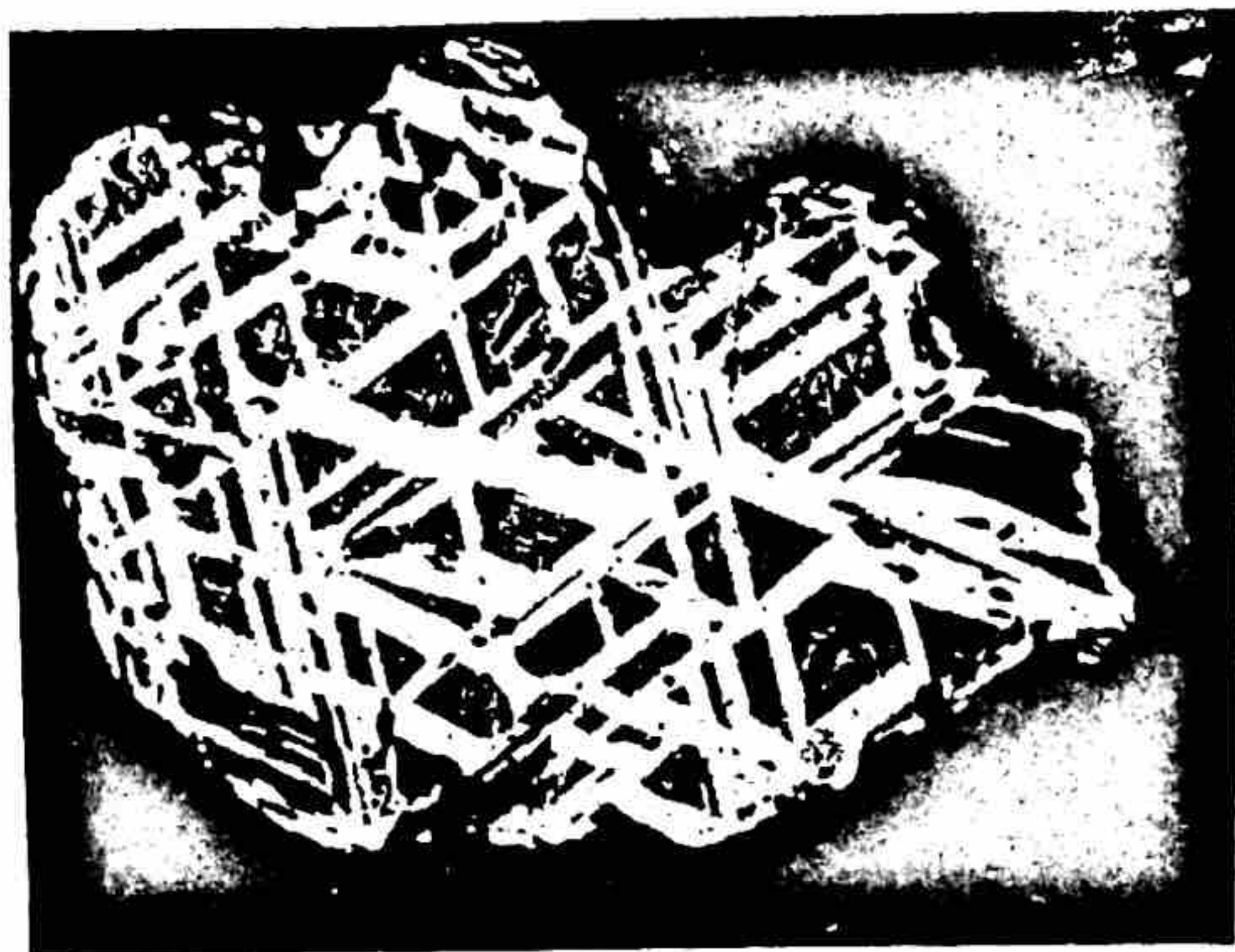


Рис.6. Решетчатая структура железного метеорита. Натуральная величина

Состав газов в железных метеоритах водородно-углеродисто-азотный, с низким содержанием кислорода (об.%): H_2 -45-85; CO-4-32; N-10-18; CH_4 -до5%; CO_2 -0,1. Железо-каменные метеориты особенно интересны для геологов, поскольку, видимо, отражают химизм ядра и нижней мантии Земли.

Для каменных метеоритов характерна хондритовая структура (хондрос - крупа, греч.), в них преобладают оливин, ромбические пироксены, основной плагиоклаз, реже амфиболы, хлориты. Для "хондр", т.е. порфирировых выделений минералов, характерна сферическая форма.

Эксперименты в космических лабораториях показали, что сходные структуры возникают при кристаллизации неоднородного расплава в слабых гравитационных полях. Характерные минералы - троилит (FeS), нитрид титана осборнит (TiN). Синтетическим нитридом титана, твердым и устойчивым, покрыты купола храма Христа Спасителя в Москве. Характерны также муассанит (SiC), лонсдейлит (гексагональная модификация алмаза), алмаз.

Выделяются уреилиты - метеориты, богатые алмазами (по названию деревни Новый Урей под Пензой), где в 1886 году упал каменный метеорит, исследованный профессором П.А.Лачиновым в С-Пб: на килограмм вещества

метеорита здесь приходилось около 10 граммов алмазов! В алмазах метеоритов так много включений H_2 , что их плотность уменьшена до $2,2 \text{ г/см}^3$. В метеоритах резко повышены концентрации хрома, платины, иридия, золота. Содержание платиноидов иногда достигает 10-20 г/т, причем характерна концентрация легкого изотопа осмия - ^{186}Os , тогда как в земной коре преобладает радиогенный ^{187}Os , возникший при распаде ^{187}Re .

Углистые хондриты содержат много органического вещества типа битумов, в их состав входит до 20% воды и до 5% углерода; также азот, сера и десятки типов органических соединений циклических и ароматических углеводородов и сложных высокомолекулярных соединений. Возможно, что они являются продуктами полимеризации метана, этана и иных углеводородов. В Антарктиде и Австралии обнаружены метеориты, обогащенные легким изотопом ^{12}C , являющиеся обломками марсианской коры и, возможно, содержащие остатки марсианских бактерий. Возраст железных и каменных метеоритов 4-4,5 млрд. лет.

В отличие от древних метеоритов, тектиты (стеклянные метеориты) имеют состав гранитов, возраст - 1-100 миллионов лет. Внешне они похожи на плавленное зеленое или желтое бутылочное стекло и иногда используются для поделочных работ. Предполагается, что они представляют собой "капли" расплава, выброшенного с большой скоростью в космическое пространство при ударе крупных метеоритов о поверхность Земли.

2.5.2. Метеоритные кратеры. Поверхность Меркурия, Луны и многих спутников планет хранит память о протопланетной стадии развития, когда около 4 млрд. лет назад планеты подверглись астероидной бомбардировке. Миллионы кратеров, некоторые из которых имеют диаметр в тысячи километров, свидетельствуют о грандиозности этого процесса.

На Земле древняя кратерированная поверхность стерта эрозией, тектоникой плит и закрыта осадками. Однако известны погребенные крупные кратеры или "астроблемы", т.е. звездные раны архейского (Вредефорт: 1,97 млрд. лет, Ю.Африка) и более молодого возраста.

Нередко возраст астроблем совпадает с границами геологических периодов и эпох. Энергия ударов плавит огромные объемы земной коры, выбрасывает в Космос часть атмосферы в виде плазмы. Расплавленные породы сходны по составу с андезитами и называются зювитами. Удары метеоритов диаметром более километра являются глобальными катастрофами для экосистем Земли.

2.5.3. «Иридиевая аномалия». В 1980 г Луи Альварец и др. при изучении глин с контакта мела и палеогена (возраст - 66 млн. лет) в Италии, Дании, Испании, Новой Зеландии обнаружили глобальную "иридиевую аномалию" - превышение содержания иридия в 100-150 раз над фоном. Этот факт объясняется падением гигантского метеорита диаметром 8-10 км, уничтожившего значительную часть экосистемы Земли.



Рис.7. Загадочный Патомский кратер: уникальная форма рельефа, возможно, связанная с падением кометы

Подтверждением этой гипотезы является низкое отношение $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}=1,3-1,6$ в глинах контакта, что характерно для космического вещества, тогда как для коровых образований Земли такое отношение равно 6-8. В пользу гипотезы свидетельствует и аномально высокое содержание легкого изотопа ^{12}C в карбонатах контакта, что объясняется массовым горением лесов с древесиной, обогащенной ^{12}C . В глинистом прослое на контакте мела и палеогена обнаружено метеоритное вещество: мелкие частицы никелистого железа в виде шариков и проволоки, золото и срастания алмаза и лонсдейлита.

Однако изотопный анализ кислорода в карбонатных раковинах фораминифер не показал снижения температуры океанской воды. Это значит, что разработанная учеными модель «ядерной зимы» за счет непрозрачности атмосферы (пыль и облака при взрывах водородных бомб) аналитического подтверждения пока не нашла. Местом падения метеорита является расположенная в Мексиканском заливе около полуострова Юкатан и выявленная в океане магнитометрией кольцевая структура диаметром 600 км, известная, как Чиксулубская астроблема.

2.5.4. Попигайская астроблема. Крупнейшая детально изученная астроблема России называется Попигайским кратером. Он открыт ленинградским геологом В.Л.Масайтисом в 1970 году и расположен в бассейне р. Попигай на северо-востоке Анабарского массива. Диаметр кратера - 100 км, возраст - 35 млн.

лет. Зювиты кратера содержат огромные запасы алмазов и лонсдейлита, т.к. на месте астроблемы залежали мощные пласты угля Тунгусского верхнепалеозойского каменноугольного бассейна. Красноцветные (лимонитовые) коры выветривания базальтов триаса, по нашим данным, превратились в маггемит, «заразивший» магнитным материалом аллювий Якутии и создавший множество локальных магнитных и ториевых (до 50 г/т Th) аномалий, похожих на аномалии, создаваемые кимберлитовыми трубками.

30-40 тысяч лет назад в США возник Аризонский кратер, называемый также Каньоном Дьявола. Диаметр его 1200 м, глубина 180 м. Здесь также обнаружены никелистое железо, лонсдейлит, троилит (FeS) и залегание значительной магнитной массы на глубине более 400 м. В 1947г упал Сихотэ-Алинский железный метеорит, причем было собрано более 100 тонн метеоритного вещества. На о.Сааремаа (Эстония) известна группа метеоритных кратеров, из которых крупнейший имеет диаметр 110 м.

2.5.5. Тунгусский метеорит. 30 июня 1908 года в р-не Подкаменной Тунгуски взорвался Тунгусский метеорит. Энергия его взрыва была эквивалентна взрыву 1-2 тысяч атомных бомб, сброшенных на Хиросиму. Видимо, это была комета, состоявшая из замерзших газов.

Необычный по форме кратер, названный нами «Патомским» по местоположению на Патомском нагорье (Бодайбинский район), и два его морфологических аналога (к С-3 от «куликовского» вывала леса на Подкаменной Тунгуске и к Ю-3 от Канска) – возможное свидетельство того, что часть негорючего кометного вещества (твердая CO_2 с плотностью $1,4 \text{ г/см}^3$) ударилась о поверхность Земли. Подземный переход твердой углекислоты в газовую фазу может объяснить необычную форму кратеров, имеющих сходство с вулканическими конусами и лунными кратерами (рис.7).

3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

3.1. Земля

Диаметр 12,74 тыс. км, плотность - $5,52 \text{ г/см}^3$. Площадь - 510 млн. км^2 , суша - 149 млн. км^2 . Глубинное излучение - 10^{21} дж; облучение Солнцем - $5,5 \cdot 10^{24}$ дж. До земной поверхности доходит 50% солнечной радиации, что примерно в 2000 раз превышает энергию глубинного излучения. Средняя температура земной поверхности $+15^\circ\text{C}$; без атмосферы средняя температура составила бы -21°C .

Ось вращения Земли наклонена к плоскости эклиптики (плоскости орбиты Земли) под углом $66,5$ градуса. Стрелка компаса указывает на магнитный полюс, и угол между направлением стрелки компаса и истинным направлением на север называется магнитным склонением (положительным, если стрелка уклоняется к востоку и отрицательным - при уклонении к западу).

Карты магнитных склонений постоянно меняются, поскольку северный магнитный полюс дрейфует (перемещается) в восточном направлении со скоростью 0,2 градуса долготы в год. Возможная причина дрейфа полюсов заключается в том, что мантия и кора вращаются быстрее, чем ядро Земли. Магнитный момент Земли уменьшается с огромной скоростью - 5% за столетие: если эта тенденция будет продолжаться, то через 2000 лет дипольное поле может полностью исчезнуть или сменить полюса.

Мы живем в современной эпохе Брюнес (+), которая 720 тысяч лет назад сменила эпоху Матуяма (-). В свою очередь, эпоха Матуяма (-) 2,47 млн. лет назад сменила эпоху Гаусс (+) 2,47 - 3,17, а до нее была эпоха Гилберт (-) 3,17 - 5,41 млн. лет назад. В прошлом полюса неоднократно менялись: мел, юра, триас +; пермокарбон, ордовик, кембрий, венд (докембрий) - .

Интенсивность магнитного поля была также непостоянной. Высокое магнитное поле было в течение последних пяти млн. лет в неогене, в части палеогена и верхнем карбоне; суммарно 29 млн. лет. Низкий уровень магнитного поля был в неогене, палеогене, мезозое, палеозое; суммарно 180 млн. лет (по данным Г.Фора и В.П.Щербакова).

3.1.1. Оболочки Земли. Строение Земли зонально. Верхняя оболочка - атмосфера, прослеживается в Космос на расстояние до 1000 км. Гидросфера имеет среднюю глубину для океанов 3,8 км. Средняя высота континентов - 870 м. Внутреннее строение Земли изучено с помощью продольных и поперечных сейсмических волн. Изменение скоростей сейсмических волн позволяет выделять границы слоев. Средняя мощность земной коры - 10 км в океанах и 40 км - на платформах.

Ниже идет твердая мантия мощностью 2900 км, ниже - жидкое ядро мощностью 2100 км. На глубине 5000 км начинается внутреннее твердое ядро с радиусом 1370 км - вплоть до центра Земли (6370 км). Состав жидкого ядра неясен. Твердое ядро, видимо, сходно с железо-никелевыми метеоритами.

Вес оболочек (мас. %): атмосфера - 10^{-4} ; гидросфера - 0,024; кора - 0,7; мантия - 67,8; ядро - 31,5. Плотность (г/см^3): кора - 2,7-3,0; мантия - 3,2-5,7; ядро 9,4-12,3. Заключение о химическом и минералогическом составе мантии и ядра Земли делается, в основном, на базе изучения каменных и железо-никелевых метеоритов. Средний химический состав Земли (вес. %): Fe-32; O-30; Si-15; Mg-14; Ni-2; S-2; Ca-1,5; Al-1,5; Cr-0,4; Na-0,1; K-0,02.

3.1.2. Мантия и ядро Земли. Твердая литосфера до глубины 400 км называется верхней мантией, по составу пород она соответствует ультраосновным породам - дунитам, пироксенитам, эклогитам. В ней проходят прослойки загадочного пластичного вещества, названного астеносферой. Температура здесь - около 600°C . Твердая нижняя мантия прослеживается, по сейсмическим данным, до глубины 2900 км, где сменяется жидким ядром. Состав ее также неясен.

В 2006 г американские геофизики М.Вайсешен и Дж.Лоуренс на основе 100.000 сейсмических профилей обнаружили в нижней мантии под Северной

Америкой и в Восточной Азии (Пекинская аномалия) в диапазоне глубин 1200-1400 км обширные мощные линзообразные области поглощения поперечных сейсмических волн. По их мнению, наиболее вероятно, что здесь присутствует мощный пласт водосодержащих минералов или... воды. Возможно, что так проявляются завершения субдукционных структур. По мнению Вайсшена, в нижней мантии может находиться от одного до пяти объемов Мирового океана. Эти данные нарушают привычные представления о «сухой» мантии, но петрологи не комментируют их.

Показательны опыты академика А.П.Виноградова с "зонной плавкой" (Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва), т.е. с многократным послойным проплавлением столбика порошка хондритовых метеоритов. Они дали зональность, сходную с предполагаемой химической зональностью Земли. Возникла газо-водная летучая фаза, затем тонкая верхняя гранитная выплавка, ниже которой расположен прослой типа базальтов, еще ниже - ультрабазитовый слой, ниже - никелистое железо с примесью сульфидов.

Русский геолог В.Н.Ларин предложил гипотезу гидридного ядра Земли, в соответствии с которой в железо-никелевом ядре растворено большое количество водорода. При давлении в центре Земли 3,5 млн. бар устойчивы гидриды железа типа FeH или протонная плазма со значительной плотностью. Эта гипотеза согласуется с фактом глобальной дегазации Земли и дает возможность объяснить энергетику планеты не только радиоактивным распадом, но также высокоэнергетичными реакциями атомизации протонов ($p^+, e^- = H^+ + Q$) и формирования молекул водорода ($H+H=H_2 + Q$). Твердое ядро Земли вращается и делает полный оборот за 2400 лет; его аналогом считаются железо-никелевые метеориты.

По нашему мнению, вулканы являются завершением "газопроводов" с преобладанием водорода, идущих от жидкого ядра (Гавайские вулканы) или от зон субдукции островных дуг к поверхности планеты. В ядре водород видимо первичный, в зонах субдукции водород возникает при серпентинизации пород мантии. Образование гидроксильных групп в минералах сопровождается разложением воды и выделением водорода по схеме: $Mg_2SiO_4 + H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + H_2$.

Уходящие в стратосферу грандиозные газовые выбросы вулканов состоят из вторичных газов - паров воды (98%) и углекислоты. Энергетика вулканов, видимо, связана с процессами окисления (сгорания) водорода и метана в прижерловом пространстве вулканических конусов. Поэтому неокисленные глубинные газы вулканов можно рассматривать, как потенциальные месторождения водородного топлива.

Глубокое бурение в основании вулканических построек, возможно, позволит "усмирить" вулканы и направить их энергию на благо человечества. Добыча мантийного водорода исключила бы высокотемпературные процессы, связанные с образованием молекул водорода (H_2) и его окислением. Видимо, именно за счет

этой энергии возникают силикатные расплавы (лавы) и происходят мощные газовые взрывы.

3.1.3. Земная кора. Составляющие горные породы (вес.%): базальты, габбро - 50; граниты, гнейсы, кислые эффузивы - 39; глинистые сланцы, глины - 4,5; карбонатные породы - 3,5; пески, кварциты - 2,6; железистые кварциты - 0,2; соли - 0,1; дуниты, перидотиты - 0,06; сиениты, нефелиновые сиениты - 0,04. Объем в коре (млн. км³): базальтов - 5800, гранитоидов - 3040, осадочных пород - 1260; масса - 28,73 10²⁴ г. Химический состав земной коры отражен в таблице кларков, химический состав главных типов горных пород - в табл. 1.

3.1.4. Гидросфера. Объем (млн км³): океан-1400; литосфера-600; ледники-23; пресная вода суши-1,0; в атмосфере-13 тыс.км³. Ежегодное испарение огромно и составляет 0,5 млн км³, т.е. вода в океане меняется каждые 2800 лет. Вода в больших озерах меняется за счет испарения за 10 лет, в реках за 10 суток. Соленость мирового океана - 35% (35 г на 1 кг воды); состав (вес.%): Cl-55; Na-30; SO₄-8; Mg-3,7; K-1,0; Ca-1,0; HCO₃-0,4; также Br, B, F, Sr, Si и др.

В океане растворено огромное количество газов - 4300 млн. км³, что втрое превышает объем гидросферы. Содержание O₂ - 8 мл/л; N₂ - 14 мл/л. Общее содержание CO₂ в океане в 60 раз больше, чем в атмосфере; концентрация углекислоты повышается в холодной воде полярных областей и океанических глубин, поэтому карбонатные осадки не отлагаются в приполярной зоне и на глубине более 4000-4700 м, где под высоким давлением растворимость CO₂ повышается и, соответственно, понижается рН глубинных вод океана.

По сравнению с литосферой, где отношение Na/K=1, в океане отношение Na/K=30 за счет избирательного поглощения K живыми организмами и глинами. Океанская вода имеет рН=8,2-8,5 (щелочной резерв Океана), что дает возможность поглощать (нейтрализовать) избыток CO₂, SO₂, HCl и других кислотных газов атмосферы, а также способствует массовому отложению карбонатов Ca и Mg в щелочной среде. На дне в огромных количествах идет отложение глин, кремнезема (диатомиты и др.), гидроксидов Fe и Mn в виде железо-марганцевых конкреций (ЖМК).

В глинах и ЖМК в условиях восстановительной среды и в присутствии сероводорода активно сорбируются Cu, Co, Ni, Pb, Zn, U, V и другие тяжелые металлы; на шельфе отлагаются фосфориты. Эти процессы способствуют самоочистке Мирового Океана.

3.1.5 Атмосфера. Масса атмосферы (в трлн.т) - 5200, в том числе азот - 4000, кислород - 1200, углекислота - 2,4. Масса озона - 3 млрд.т. Атмосфера составляет 0,5% массы коры, состоит (по вертикали вверх) из тропосферы, стратосферы и ионосферы. Химический состав (объемн. %): N₂ - 78; O₂ - 21; Ar - 1,0; H₂O - от 0,2 (на полюсах, в морозном воздухе) до 3,0 (на экваторе, в теплом воздухе); CO₂ - 0,037; в небольших количествах присутствуют O₃, CH₄, He, H₂ и др. Атмосфера хорошо перемешана, но на высоте около 1000 км преобладают He и H₂, навсегда покидающие Землю, которая не может удерживать эти газы своим

гравитационным полем. "Водородная геокорона" Земли прослеживается на расстоянии более 10.000 км.

3.1.6. Радиоуглерод. За счет космического излучения в атмосфере идет превращение $^{14}\text{N} \rightarrow ^{14}\text{C}$; ^{14}C радиоактивен, $T/2=5730$ лет, на чем основана датировка углеродсодержащих объектов в археологии и для верхней части четвертичного периода (древесина, мумии, зола древних костров, трупы мамонтов, торф, карбонатные раковины и др.). Предел действия радиоуглеродного метода 50 - 60 тысяч лет (10 периодов полураспада), т.е. древние углеродистые объекты (нефть, каменный уголь, газ и т.д.) ^{14}C не содержат.

При определениях возраста учитываются колебания содержания радиоуглерода в атмосфере, в том числе в прошлые эпохи. Например, установлено загадочное повышение на 2% содержания радиоуглерода в 1500 и 1710 гг. Это явление известно, как «эффект де Вриса», по имени ученого, который его открыл. Ядерные взрывы в атмосфере в XX веке также привели к увеличению содержания радиоуглерода. Что облучало атмосферу Земли в прошлом?..

С начала XX века отмечается «эффект Зюсса» - уменьшение содержания ^{14}C за счет увеличения CO_2 с углеродом древнего органического топлива. Например, трава и листья растений вдоль автострад почти не содержат радиоуглерод и формально имеют «древний возраст», так как они поглощают углекислоту, возникшую при сгорании бензина, полученного из нефти.

3.1.7. Парниковый эффект. С концентрацией CO_2 в атмосфере принято связывать экологическую проблему «парникового эффекта». Углекислота поглощает инфракрасное (тепловое) излучение Земли и тем способствует повышению температуры на поверхности планеты. В действительности «парниковый эффект» возникает, главным образом, за счет поглощения теплового излучения земной поверхности водяным паром, непрозрачным для радиации в инфракрасной области спектра. Содержание водяного пара в атмосфере возрастает с температурой и на полюсах составляет 0,2%, а на экваторе достигает 3-4%. Количество водяного пара в атмосфере оценивается в 13 триллионов тонн, что значительно выше содержания углекислоты (2,4 триллиона тонн или 0,037%).

Испарение воды с поверхности океанов поглощает значительное количество тепла, которое затем выделяется и возвращается в атмосферу при конденсации водяного пара в форме дождей и снега. Поэтому среднегодовая температура поверхности Земли (+15°C) определяется, прежде всего, наличием Мирового океана, мощной гидросферой, равновесной с водяным паром атмосферы. Малая роль выбросов CO_2 в создании «парникового эффекта» объясняется также тем, что значительная часть избыточного CO_2 поглощается водами океана и в огромном количестве «складируется» на дне морей, превращаясь в раковины, карбонатные осадки, рифовые постройки и др.

3.1.8. Озоновый слой. Озоновый слой с повышенным содержанием O_3 возникает на высоте 20-26 км за счет взаимодействия ультрафиолетового (у-ф) излучения Солнца с O_2 атмосферы и экранирует биосферу от коротковолновых

жестких у-ф лучей. "Озоновые дыры" в приполярных областях объясняются отсутствием у-ф излучения во время «полярных ночей». Над океанами - связаны с испарением Вг поверхностью океанов, над промышленными объектами и вулканами – в связи с техногенной или вулканической деятельностью (главным образом, выбросы SO_2). Содержание озона невелико: при давлении в 1 атмосферу весь озоновый слой имел бы мощность 2 мм.

3.1.9. Появление кислорода и золотоносные конгломераты

Витватерсранда. В атмосфере Земли содержится 1200 трлн. тонн O_2 . Источник свободного кислорода атмосферы - фотосинтез (получение углеводов из CO_2 и H_2O в молекулах хлорофилла). Растения выделяют кислород, как ненужный "выхлоп" при фотосинтезе за счет разложения воды (а не CO_2 !) и создают это огромное количество кислорода всего за 5000 лет (!).

Следовательно, жизнь в геологически кратчайший срок полностью меняет химический состав атмосферы. Возможно, что часть кислорода возникает за счет диссоциации паров воды при потере водорода, уходящего в Космос, но масштаб этого процесса неясен и, вероятно, он невелик

Свободный кислород, видимо, появился около 3 млрд. лет назад в позднем архее - раннем протерозое, о чем свидетельствуют изотопия серы, углерода, а также мощные пласты железистых кварцитов, для образования которых была необходима окислительная атмосфера. Среднепротерозойские уран-золотоносные кварц-пиритовые конгломераты Витватерсранда в Южной Африке имеют возраст около 2 млрд. лет и обычно считаются речными отложениями (рис.8). Но их возникновение невозможно в условиях поверхностных вод при наличии окислительной атмосферы.

Мы считаем эти конгломераты глубинным образованием, связанным с окатывающей деятельностью флюидизированных гидротерм (конвекционных потоков) в сланцевых толщах экзоконтакта грандиозного по размерам Бушвельдского массива, имеющего объем более 500.000 км^3 (площадь 65.000 км^2 и мощность 8 км). На рис. 8 в нижнем ряду показан окатанный пирит из гидротермального золоторудного месторождения Коч-Булак (Средняя Азия), а в верхнем – пиритовая галька месторождения Витватерсранд (Ю.Африка).

3.1.10. Газы в оболочках Земли. Атмосфера Земли весит 5.300 трлн т, из них N_2 - 4.000; O_2 - 1.200; CO_2 - 2,4. По В.А.Соколову, в гидросфере растворено 16 трлн т газов, из них N_2 - 14, O_2 - 1,0; CO_2 - 1,0. В осадочных породах 220 трлн т, из них CO_2 - 93, N_2 - 77, CH_4 - 43, H_2S - 0,8, H_2 - 0,2. В гранитах и базальтах содержится 7.800 трлн. тонн газа (больше, чем в атмосфере), из них CO_2 - 6.300, HCl - 600; N_2 - 500; H_2S - 200; H_2 - 115; CH_4 - 15. Содержание кислорода в гидросфере уменьшено (в океане, в среднем, 8 мл/л).

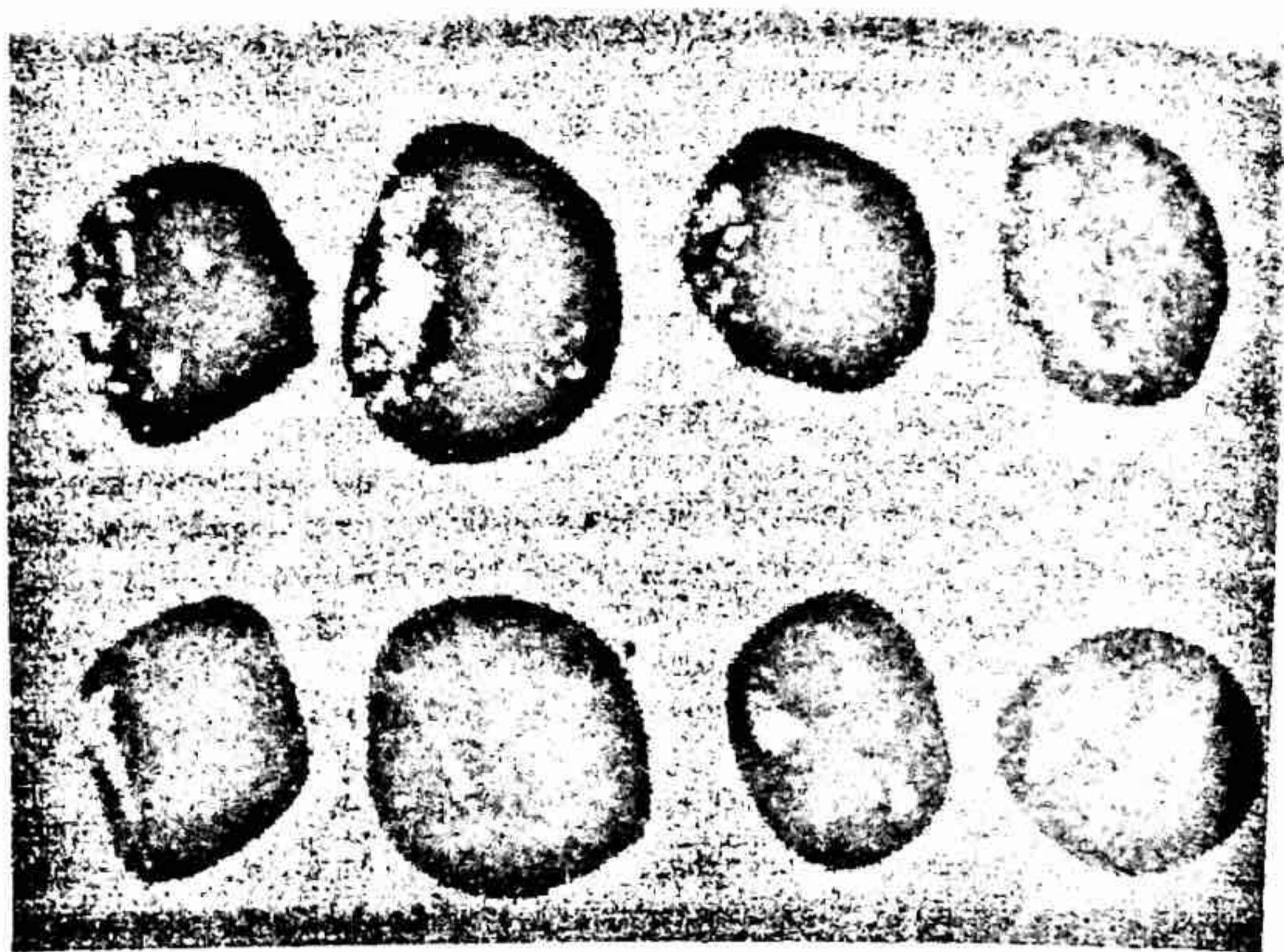


Рис.8. Верхний ряд – окатанные кристаллы пирита с м-я Витватерсранд. Нижний ряд – окатанный пирит рудных зон м-я Коч-Булак, Узбекистан. (Увел.3 раза)

Кислород обычно хорошо размешан океаническими течениями по всей толще океана, отчего рыбы живут даже в Марианской впадине глубиной более 11 км. Тем не менее, в Черном море, имеющем ограниченную связь с Атлантикой, с глубины 150 – 200 м и ниже - кислорода нет, а вода заражена сероводородом с концентрацией 15-30 мг/л.

Практически полностью отсутствует свободный кислород в литосфере. Характерна резкая концентрация CH_4 в осадочных толщах, а кислот - HCl , H_2S , CO_2 - в изверженных породах, особенно в гранитоидах. Кислотный характер газов магматических пород способствует выносу рудных элементов при застывании расплава и концентрации их в гидротермальных растворах.

По мнению В.А.Соколова, в мантии содержится 435.000 трлн т газа с преобладанием H_2S , CO_2 и HCl . Ежегодно вулканы планеты выделяют 300-500 км³ газов; мировая добыча метана из осадочных пород составляет около 2500 км³ в год (!).

Классификация подземных газов (по В.А.Соколову):

1. Воздушные газы, в основном, уходящие под землю в растворенном состоянии вместе с водой: N_2 , O_2 , CO_2 , Ar , He и др.
2. Газы биохимического происхождения: CH_4 , CO_2 , H_2 , N_2 , H_2S , NH_3 и др.
3. Газы химического или глубинного происхождения: CO_2 , H_2 , N_2 , HCl , HF , SO_2 , $\text{B}(\text{OH})_3$, $\text{NH}_4(\text{OH})$, Cl_2 и др., выделяются при извержениях вулканов: в

высокотемпературных фумаролах и низкотемпературных сольфатарах.

4. Радиогенные: ^4He , ^{40}Ar , Rn , O_3 , ^{14}C , T (^3H); возникают при распаде U , Ra , Th , ^{40}K и воздействию излучения на кислород атмосферы.

Атмосфера и гидросфера возникли на начальной стадии дифференциации Земли и существовали уже в архее.

3.1.11. Элементы-люминогены. Элементы-люминогены (рис.9) являются важными индикаторами условий минералообразования в геосферах Земли. Фотолюминесценция (ФЛ) дает возможность проведения экспрессного анализа при низком содержании люминогена (0,001-0,1%), причем определяется валентность иона. ФЛ возбуждается ультрафиолетовым излучением, для ее реализации необходима повышенная концентрация редких элементов-люминогенов и отсутствие элементов-гасителей (Fe^{2+} , Cu^{2+} и др.). Эти условия реализуются в зонах флюидно-гидротермальной проработки магматических, метаморфических и осадочных пород. Особенно часто концентрируются люминогены в минералах рудных зон.

Люминогены, характерные для мантии, имеют низкие степени валентности, что отражает ее резко восстановительный характер. К ним относятся азотные центры (разнообразная ФЛ в алмазах), Cr^{3+} (красная ФЛ) в алюминий-содержащих минералах - изумруде, шпинели, хризоберилле и др., Eu^{2+} (синяя ФЛ) и Ce^{3+} (фиолетовая ФЛ) в кальций-содержащих минералах - апатите, плагиоклазе и др., где Ca^{2+} замещается Eu^{2+} и Ce^{3+} . S^{2-} (желтая ФЛ в продуктах изменения нефелина, например, в гакманите, содалите).

Коровые люминогены - Mn^{2+} (красная или желтая ФЛ), преимущественно в кальциевых минералах - карбонатах (красная ФЛ), апатите (желтая ФЛ) и др.; W^{6+} (голубая ФЛ) - шеелит; Mo^{6+} (желтая ФЛ) - молибдошеелит, повеллит.

Люминогены зоны гипергенеза - U^{6+} (сильная зеленая или желтая ФЛ) в урановых слюдках, а также за счет сорбции в опале, халцедоне, глинах и др. Ag^+ (голубая ФЛ) - кераргирит в зонах окисления рудных месторождений, Cr^{6+} (красная ФЛ) в крокоите.

4. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

4.1. Главные типы магматических горных пород

Специфика химизма главных типов интрузивных и эффузивных магматических пород – кислых, основных, ультраосновных, а также редких магматических дериватов - кимберлитов, щелочных пород и карбонатитов отражена в таблице 1. В таблице подчеркнуты элементы, являющиеся по степени концентрации типохимическими для данных типов пород. Жирным шрифтом выделены элементы, резко концентрирующиеся относительно кларка, а курсивом - элементы с аномально низкими содержаниями.



Рис.9. Связь между распределением элементов-люминогенов, условиями минералообразования и типами рудовмещающих пород на разных уровнях литосферы; в рамках – ведущие элементы-люминогены

4.1.1. Ультрабазиты. Для дунитов и пироксенитов, являющихся аналогами верхней мантии, характерны высокая концентрация магния и сидерофильных элементов в низшей валентности (железо, хром, никель, платиноиды и др.), т.е. элементов со средним размером ионного радиуса ($0,7-0,8 \text{ \AA}^0$). Главные минералы – оливин и ромбический пироксен. Для мантии характерно аномально низкое содержание (вытеснение из мантии) литофильных редких и радиоактивных элементов (редкоземельные элементы, бор, барий, уран, торий, калий, алюминий и др.), обладающих большими или малыми ионными радиусами. В газовой фазе преобладают водород и метан, индикаторы восстановительной среды.

4.1.2. Базиты. Габбро и базальты слагают нижнюю часть коры и отделяются от вышележащего «гранитного» слоя, так называемой границей Конрада, обнаруженной впервые австрийским геофизиком В.Конрадом в 1925 году при землетрясении в Альпах. При переходе от мантии к коре в основных породах по сравнению с ультрабазитами отмечается резкая концентрация алюминия (в основных плагиоклазах), титана и ванадия (в титаномагнетите-ульвошпинели), а также накопление некоторых халькофильных элементов (медь, никель, цинк, кадмий, сурьма, серебро и др.), первоначально игравших роль литофилов и замещавших магний и железо в пироксенах и амфиболах.

Данные о средних породах не приведены, поскольку они не являются геохимически контрастными и занимают по составу промежуточное положение

между габбро-базальтами и гранитами-риолитами. Геохимическая специфика андезит-дацитовых лав наиболее сильно проявляется в их аномальной газонасыщенности, что заставляет известного вулканолога Е.К.Мархинина называть их "взрывчатыми лавами".

4.1.3. Кислые породы. Представлены разнообразными гранитоидами и их эффузивными аналогами - риолитами. Геохимическая специфика кислых пород выражается в резком накоплении литофильных элементов. Сюда относятся все щелочные элементы (литий, натрий, калий, рубидий, цезий), редкие элементы (бор, бериллий, олово, тантал, вольфрам); редкоземельные элементы с тенденцией накопления тяжелых лантаноидов (иттриевая группа), радиоактивные элементы (торий и уран). Газовая фаза в газовой-жидких включениях представлена преимущественно углекислотой и водой.

Накопление литофильных элементов (калий, уран, торий, редкоземельные элементы и др.) происходит на фоне резкого снижения содержания магния и сидерофильных элементов (железо, хром, никель). Встречаются также кислые вулканические породы, резко обогащенные калием и почти лишенные натрия. Их выделяют под названием ультракалиевые риолиты. Содержание К в них достигает 8-10%, они встречены нами в рудных районах на Кураминском хребте (Узбекистан), в Охотском районе (золото-серебряное м-е Хаканджа), в Магаданском р-не (м-е серебра и золота Дукал), а также в районе полиметаллических месторождений на Алтае.

Появление этих пород указывает на глубинную дифференциацию магмы. Отделение калия от натрия в расплаве - сложная задача и она, видимо, сопровождается возникновением рудно-магматических систем, богатых флюидами, в том числе хлором. Поэтому ультракалиевые риолиты нередко сопровождают рудные залежи с халькофильным оруденением: золото-серебряные, полиметаллические и серебро-висмут-урановые месторождения.

1.4.4. Щелочные породы. Группа нефелиновых сиенитов - высоконатриевые, с повышенной концентрацией редких литофилов (Zr, Nb, TR) и Р. Примерами являются массивы на Кольском п-ве - Хибинский с богатейшими апатитовыми залежами и Ловозерский с лопаритовым оруденением. Щелочные массивы Иллимаусак в Гренландии и Бурпала в Сев.Прибайкалье также были известны лопарит-бриолитовой редкометально-редкоземельной минерализацией. В пегматитах и фенитах Бурпалы нами были описаны новые минералы - ландаунит, кальциокатаплект, ортоловенит.

Химизм главных типов изверженных горных пород (мас.% и г/т)

Элементы	ультрабазит	основные	кислые	кимберлит	сиениты, карбонатиты (к)
	Мас. %				
SiO ₂	30-45	45-53	65-75	30-40	50; 10 (к)
TiO ₂	0,1	1,0	0,3	1,5	1,0
Al ₂ O ₃	1-3	18	13	3	20
FeO+Fe ₂ O ₃	15	10	2	10	2-6
MgO	35	7	0,3	30	1-2; 30 (к)
CaO	1-7	12	1,5	6	1-2; 40 (к)
K ₂ O	0,2	0,8	4-10	0,8	5-12
Na ₂ O	0,4	2	3	0,3	4-12
H ₂ O	2	1	1	10	1-2
Литофилы	г/т				
Zr	30	100	200	150	500
B	1	300	800	800	10
Ba	1	300	800	800	1600
TR	0,1	110	220	380	410; 800 (к)
Th	0,005	3	18	12	13
U	0,003	0,5	3,5	2,5	3
Сидерофилы	г/т				
Cr	2000	200	25	1500	2
Ni	2000	150	8	700	4
Co	200	50	5	100	1
V	40	200	40	100	30
Pt	0,2	0,1	0,01	0,2	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr:	0,700-0,705	0,703-0,709	0,703-0,709	0,705	0,705
Газы:	H ₂ , CH ₄ ;	CH ₄ , CO;	CO ₂ , H ₂ O;	CH ₄ , H ₂ ;	H ₂ , CH ₄
fO ₂ :	Fe ²⁺ >> Fe ³⁺	Fe ²⁺ > Fe ³⁺	Fe ³⁺ > Fe ²⁺	Fe ²⁺ > Fe ³⁺	Fe ³⁺ > Fe ²⁺
Люминоген:	Eu ²⁺	Eu ²⁺	Eu ³⁺	Eu ²⁺	Eu ²⁺
Изотопия С:				δ ¹³ C = -7‰ (алмаз)	δ ¹³ C = -7‰ (кальцит) (к)

Также нами на Бурпале были найдены и изучены такие редкие минералы, как муратаит, катаплеит, эвдиалит, меланоцерит, лейкофан, Mn-астрофиллит, Са-сейдозерит, ловенит, Sr-перрьерит (разновидность чевкинита), пирофанит и др., что позволило выделить новый тип редкометальной минерализации.

В карбонатитах (особенно в коре выветривания карбонатитов) концентрируются TR, Zr, Nb, Th в пирохлоре, перовските, бадделеите, колумбите, бастнезите, цирконе, циркелите, кальциртите и других минералах.

Выделяются также безнатриевые калиевые сиениты - лейцитовые сиениты [(лейцит - $K(AlSi_2O_6)$)] и кальсилитовые сынныриты, содержащие до 12% К [кальсилит - К-аналог нефелина, $K(AlSiO_4)$]. Содержание редких литофилов в сынныритах невысокое, хотя в экзоконтактах крупного Сыннырского массива (Сев. Прибайкалье) имеется торианитовая минерализация.

4.1.5. Кимберлиты. Обладают своеобразным составом. По содержанию большинства породообразующих элементов (Si, Mg, Fe), а также по "малым сидерофилам" (Cr, Ni, Pt) они близки к ультрабазитам; по Ti и V - к основным, по редким литофилам (TR, Th, U, В, Ва и др.) - к гранитоидам и щелочным породам. Мы рассматриваем кимберлиты как мантийные флюидизиты, возникшие в результате флюидного диапиризма в процессе концентрации мантийного водорода и метана под газонепроницаемыми структурами платформ, при перекрывании движущимися континентальными плитами "горячих точек" Земли.

Движение Сибирской платформы над «горячей точкой» трассируется на 400 км системой локальных магнитных аномалий меридионального простирания, сменяющихся затем на западное (широтное). Эти магнитные аномалии установлены аэромагнитными исследованиями, названы «вожжами» по особенностям структуры магнитного поля, связаны с дайками базальтов и пространственно контролируют кимберлитовые трубки Якутии.

Плотность флюида (не более $0,7 \text{ г/см}^3$) среди пород мантии ($3,2 \text{ г/см}^3$) создает для 1 км^3 флюида мощную подъемную силу - 2,5 млрд т, приложенную к очень малой площади и создающую "эффект иглы". Миграция газа из мантии в осадочный чехол сопровождалась возникновением в мантии зоны декомпрессии - пониженного давления, способствующего подъему раздробленных мантийных пород в структуре диапирового "прокола" литосферы. Очевидно, что флюидизиты "застревали" в чехле платформ, "кимберлитовый вулканизм" не существовал, трубки вскрывались эрозией и многие из них еще не вскрыты (рис. 10). В палеозойском карбонатном чехле Якутии аэромагнитной съемкой установлено несколько идеально круглых структур диаметром до 800 м, заполненных аллювием и видимо, отражающих наличие глубинной кольцевой тектоники, связанной с кимберлитообразованием.

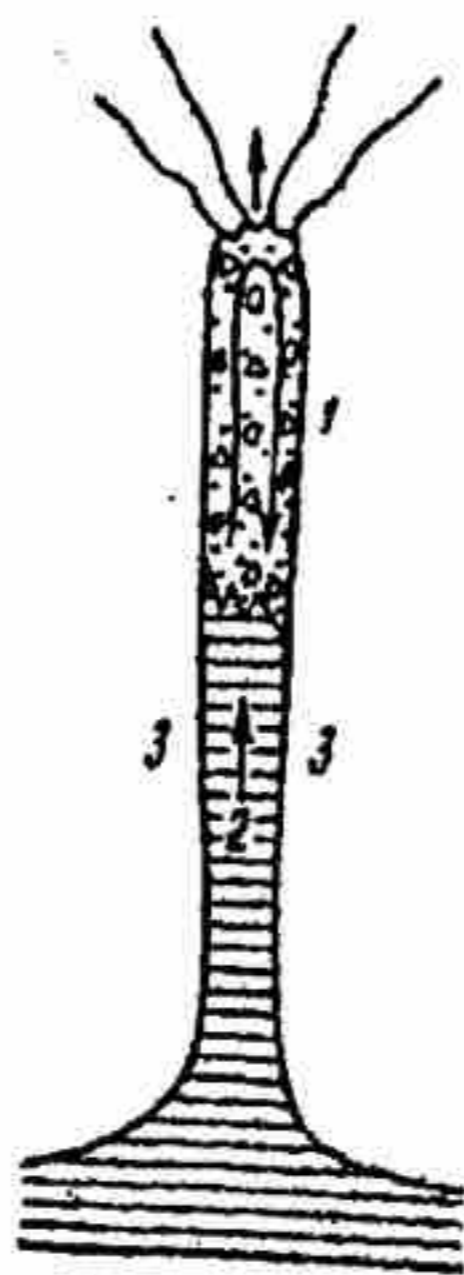


Рис.10. Схема диапирового формирования кимберлитовой трубки: 1 – область вихревой газовой конвекции; 2 – вдавливание мантии в зону декомпрессии; 3 – вмещающие породы

Указанной точкой зрения объясняются: 1. Приуроченность кимберлитов к платформам, как газонепроницаемым структурам, концентрирующим мантийные газы в зонах активизации литосферы “горячими точками”; 2. Конусообразная форма кимберлитовых трубок, возникающая за счет раздвижения газом мягких пород осадочного чехла платформ; 3. Ксеноморфность, округленность (окатанность) глубинных минералов и наличие на их поверхности «шагрени», специфической коррозионной поверхности, возникающей (циркон, оливин, хромшпинелиды, ильменит и др.), при обработке твердого и перекристаллизованного мантийного субстрата газовыми скоростными потоками (рис.12); 4. “Геохимический парадокс” - резкое обогащение кимберлитов редкими литофилами относительно стерильных по этим элементам ультрабазитов - за счет выщелачивания их флюидами из большого объема мантийных пород; 5. Мощные (до 500 м) фотолюминесцентные ореолы за счет концентрации апатита и циркона во вмещающих породах.

Кристаллизация алмазов идет, по нашему мнению, не в мантии, а в процессе флюидного диапиризма, из газовой фазы при эволюции системы C-H-O-(S-N) при уменьшении давления и соответствующем увеличении fO_2 . Самоокисление флюида сопровождается его глубинным возгоранием и кристаллизацией алмаза по схеме: $CH_4 + O_2 = C + 2H_2O$.

Эта схема объясняет: 1) идиоморфизм кристаллов алмаза на фоне окатанных глубинных минералов; 2) постоянное присутствие N, захваченного из флюида в разнообразных “азотных центрах”;

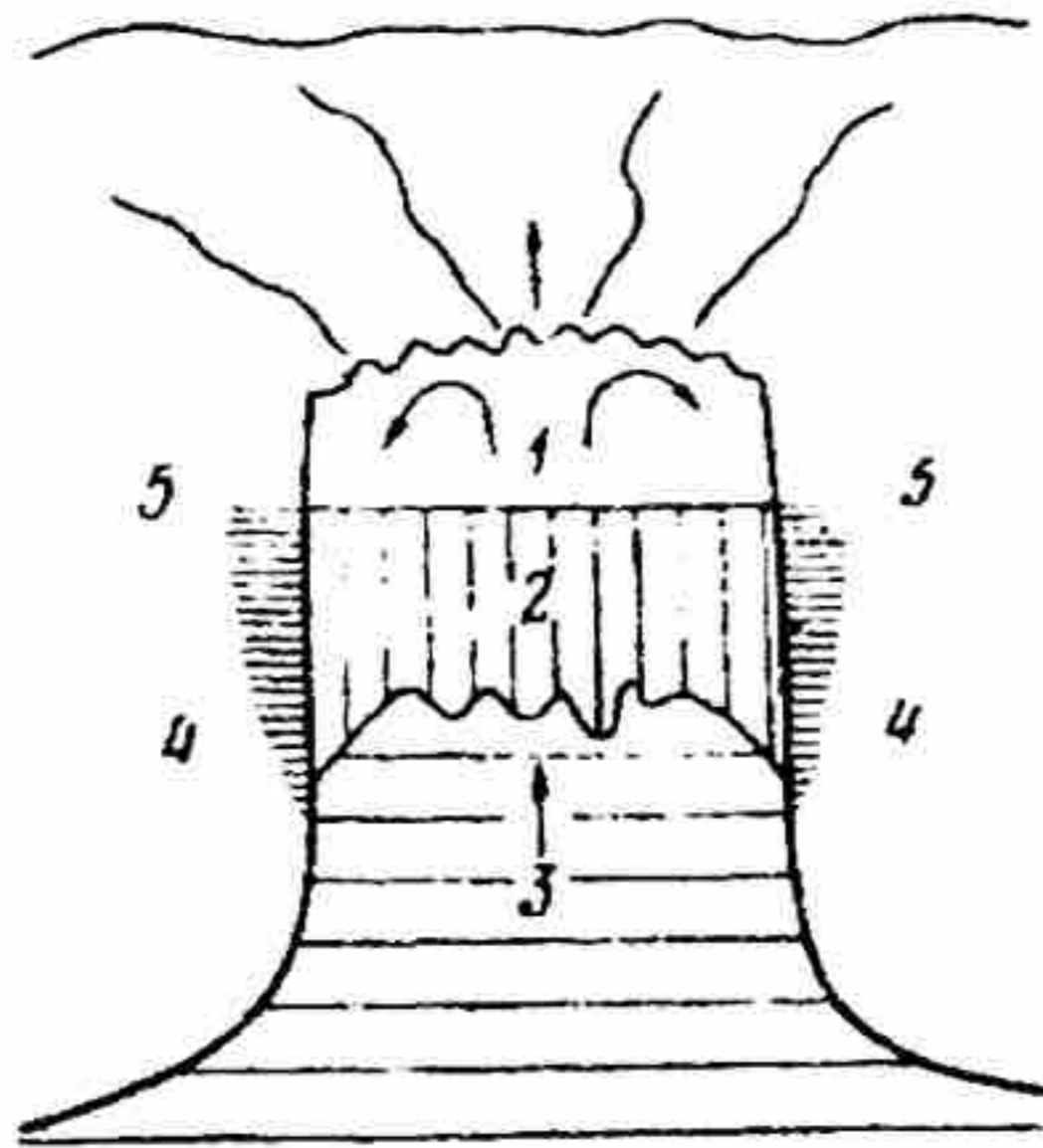


Рис.11. Схема диапирового формирования карбонатитового массива: 1 – флюид; 2 – щелочно-карбонатно-силикатный расплав; 3 – эффект поршня – вдавливания ультрабазитами щелочно-карбонатно-силикатного расплава в формирующуюся трубу; 4 – вмещающие породы; 5 – зоны фенитизации

3) резкое увеличение концентрации тяжелых изотопов - ^{13}C и ^{15}N во внешних зонах кристаллов относительно центральных (увеличение $f\text{O}_2$); 4) высокое содержание ^{206}Pb в кимберлитах за счет радона, концентрирующегося во флюиде; наличие зеленых алмазов за счет α -излучения Rn, микровключения самородных элементов и сульфидов в алмазах и др.

Включения в алмазах (пироп, самородные Fe, Ni, Ag, сульфиды этих металлов и др.) мы рассматриваем, как нестабильные твердые фазы (пыль во флюиде), возникшие в резко восстановительной среде в присутствии H_2S и сохранившиеся за алмазной "броней"; поэтому попытки определения возраста алмазов по включениям минералов являются некорректными.

За рубежом в XXI веке налажен синтез алмаза из водородно-метановой смеси для производства алмазных пластин, а в США с 2010 начат массовый синтез ювелирного алмаза из метана методом CVD, причем идеальные алмазы имеют вес до 32 карат и вес алмазов лимитируется только размерами СВЧ-печи, что полностью подтверждает нашу гипотезу о кристаллизации алмазов из водородно-метановой смеси, высказанную еще в 1979 году.



Рис. 12. «Галька» ильменита с шагренью (ув. 2 раза). Трубка «Мир»

Накопление редких литофильных элементов, в кимберлитах, видимо, возникает за счет их выщелачивания флюидом из больших объемов мантии. Кимберлит представляет собой перекристаллизованный во флюидном режиме, раздробленный и гидратированный мантийный флюидизит, выщелочивший с больших объемов мантии литофильные элементы (редкоземельные элементы, барий, бор, калий) и сохранивший сидерофильную специализацию ультрабазитов (хром, никель, платину). Обилие титана в кимберлитах в форме ильменита свидетельствует о взаимодействии флюидов с «базальтовым» слоем земной коры.

О том, что мантийный флюидный поток в некоторых случаях накапливается выше мантии и взаимодействует преимущественно с базальтоидами, свидетельствуют высококальциевые алмазоносные породы лампроиты, впервые обнаруженные в Австралии. В лампроитах содержание литофильных элементов на порядок выше, чем в кимберлитах. Концентрация К достигает 10%, содержится много титана, ниобия, редкоземельных элементов, тория, скандия и др. Форма залегания лампроитов – в виде трубок, сходных с кимберлитовыми по форме и размеру. Мы считаем, что лампроиты возникают за счет флюидной активизации «базальтового» слоя, значительно более богатого литофильными элементами, чем ультрабазиты. Среди алмазов лампроитов много розовых кристаллов.

4.1.6. Интрузии «центрального типа» (карбонатиты, нефелиновые сиениты, дуниты). Тенденция накопления редких литофилов (TR, Nb, Ta, Th, U, Sc) в породах мантии сильно проявлена в карбонатитах, а также генетически связанных с ними нефелиновых сиенитах и дунитах. Мы рассматриваем карбонатиты и ассоциирующие с ними нефелиновые сиениты, как продукты мантийного углекислотного метасоматоза (Портнов, 1979). В процессе нейтрализации вмещающими породами кислотного флюида $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ возникают

несмешивающиеся расплавы щелочно-алюмосиликатного (нефелиновые сиениты) и щелочно-карбонатного (карбонатиты) состава (рис. 11).

Извержения карбонатитовой лавы в вулканах Юго-Восточной Африки свидетельствуют о том, что карбонатитовый расплав первоначально имел состав $\text{CaCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$, т.е. имеет место раствор карбоната кальция в соде. О высокой концентрации щелочей, концентрирующих редкие амфотерные элементы, свидетельствуют мощные зоны щелочного метасоматоза (фенитизации) вокруг массивов сиенитов и карбонатитов.

В фенитах появляются микроклин, нефелин, альбит, эгирин, рибекит в ассоциации с редкометалльной минерализацией ($\text{TR}_{(\text{Ce})}$, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, Be, Th, U). Рудные минералы карбонатитов и фенитов обычно представлены пирохлором, чевкинитом, бадделеитом, а также апатитом.

Массивы карбонатитов и сиенитов также являются типичными диапировыми структурами, причем нередко они образуют характерные кольцевые структуры, так называемые ультраосновные-щелочные комплексы, в которых совмещаются древние (докембрийские) ультрабазиты с молодыми (мезозойскими) карбонатитами и нефелиновыми сиенитами (рис.). В кольцевых структурах Сибирской платформы дуниты протерозойского возраста залегают в центре, а мезозойские карбонатиты и сиениты - по краям структур; иногда они меняются местами, и в центре структур залегают карбонатиты и сиениты.

Обладая низкой плотностью, алюмосиликатно-карбонатные расплавы, обогащенные углекислотой, всплывали из мантии, протыкали кору (диапиры), создавали в тыловой части зону пониженного давления и поэтому вытягивали за собой древние дуниты в твердом виде (протрузии). Такая модель формирования объясняет огромную разницу в абсолютном возрасте щелочно-карбонатных (мезозой) и ультраосновных (докембрий) комплексов, особенно хорошо проявленных в Восточной Сибири на массивах Кондер, Инагли, Ингили, Чад и др.

Разнообразная позиция карбонатитов и нефелиновых сиенитов в кольцевых структурах (эти породы залегают и в центре массива, и на периферии, и в форме жил) определяется, по нашему мнению, величиной эрозионного среза и морфологией апикальной части дунитового штока, расположенного ниже более легких карбонатитов и сиенитов.

5. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Специфика поверхностных процессов на Земле определяется обилием воды, свободного кислорода атмосферы, наличием углекислоты и активно действующей биомассы. Поскольку весь O_2 и часть CO_2 атмосферы - продукты фотосинтеза, следует подчеркнуть, что именно наличие жизни уже в раннем протерозое кардинально изменило первичный азотно-углекислотный состав земной атмосферы и определило уникальный окислительный характер экзогенных процессов.

в восстановительной среде (сульфиды) накапливается ^{32}S (-); в окислительной среде (сульфаты) накапливается ^{34}S (+). Нередко в природе наблюдаются обратные соотношения, что свидетельствует о неоднократном преобразовании сульфатов в сульфиды и наоборот.

$\delta^{34}\text{S}$ в троилите $\text{CD}=\text{O}$ (стандарт); в сульфатах океана (в ‰): +20; в сульфидных осадочных породах от -50 до +50 (сильная дисперсия - за счет биогенных факторов), сульфиды колчеданных месторождений Урала от +4 до -12; газы вулканов: H_2S от 0 до -20; SO_2 от 0 до +20.

Нефть: от -8 до +32, возможно определение источника нефти по изотопии серы; нефть Ирака -5,5; нефть Урала +4,8. Угли: от -30 до +24, за счет эпигенетических процессов. Для месторождений осадочной серы: сера самородная +3, марказит, пирит +6; ангидрит +20; обогащение самородной серы легким изотопом свидетельствует о влиянии бактерий, восстанавливающих сульфаты до H_2S , при окислении которого образуется сера. Разработаны методики определения температуры минералообразования гидротермальных месторождений по изотопному составу серы сульфидов.

7.1.5. "Эпсилон (E) Nd" в модели CHUR. Изотопная эволюция неодимия в литосфере описана в модели, называемой "CHUR" (chondritic uniform reservoir) - хондритовый однородный резервуар. CHUR является стандартом и характеризуется отношениями изотопов легких лантаноидов - самария и неодимия. Используется отношение изотопов: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. В основе модели эволюции - радиоактивность одного из изотопов самария, превращающегося при α -распаде с периодом полураспада 106 миллиардов лет в радиогенный изотоп неодимия по схеме: $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + ^4\text{He}$. Эволюция отношений изотопов рассматривается применительно к мантии, где отношение Sm/Nd равно этому отношению в хондритах.

При частичном плавлении мантии Sm^{3+} (r_i 0,97Å) ведет себя подобно Fe^{2+} (r_i 0,80Å) и остается вместе с железом и магнием в твердом мантийном субстрате. Поэтому выплавки из мантии обеднены самарием и обогащены крупными катионами "некогерентных" (редких) литофильных элементов. В этих более лейкократовых выплавках накапливается также неодимий (r_i Nd^{3+} 0,99Å), ионный радиус которого крупнее, чем у самария. Соответственно, отношения Sm/Nd в ультраосновных и основных породах выше, чем в породах среднего и кислого составов.

Оставшаяся твердая мантия называется "истощенной". Она обогащена радиоактивным самарием-147 и поэтому в дальнейшем в ней будет повышено содержание радиогенного изотопа неодимия-143. "Истощенная" мантия имеет относительно высокое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, которое обозначается знаком E(+). $\Sigma(\text{Nd})$ со знаком (+) характеризует выплавки "истощенной" мантии, обедненной крупными литофильными катионами, обозначаемыми в геохимии, как I.C. Изверженные породы, в которых $\Sigma(\text{Nd})$ имеет знак (-), содержат пониженное количество самария и возникшего из него радиогенного изотопа ^{143}Nd . Поэтому

5.1. Разделение и концентрация элементов в осадочных породах

Главные поверхностные процессы - механическое разрушение литосферы за счет воздействия воды, льда, ветра и органического вещества в сочетании с химическими изменениями - окислением, гидратизацией, карбонатизацией, сульфатизацией, галогенизацией и др. Химическое изменение магматических пород сопровождается глобальным разделением и вторичной концентрацией отдельных элементов в осадочном чехле Земли. При этом происходит отделение легкоподвижных катионов щелочных и щелочноземельных элементов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и др.) от малоподвижных (Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Zr^{4+} и др.).

В отдельных типах осадочных пород, по сравнению с магматическими, резко концентрируются H_2O (в глинах и гидроксидных), CO_2 (в карбонатах), SiO_2 (песчаники, кварциты, яшмы, трепел), K , Na и Cl (галит, сильвин), Ca и Mg (известняк, доломит, гипс), S и S (гипс, ангидрит), Fe_2O_3 и MnO_2 (лимонит, пиролюзит), углеродистое органическое вещество, в том числе нефть, уголь, газ; P (фосфориты), Al (глины, бокситы), а также Cu , Ti , V , U и другие редкие элементы.

5.1.1. Россыпи и терригенные осадки. Устойчивые минералы образуют зоны механической концентрации, т.е. россыпи Au , Pt , TR (монацит), Ti (ильменит и рутил), Zr (циркон), Sn (касситерит), а также алмазные, янтарные и др. Переработка магматогенной земной коры в течение 3,5 миллиардов лет привела к ее существенному изменению. Осадочные породы составляют 29% от объема земной коры, 27% по весу и содержат (вес.%): глины - 50; песчаные породы - 30; карбонаты - 20, причем Fe_2O_3 резко преобладает над FeO . Экзогенные процессы переработали более четвертой части магматической земной коры и превратили ее в разнообразные осадочные толщи.

В мировом океане терригенные осадки концентрируются в области шельфа, континентального склона и его подножия; ледниково-морские осадки сплошным поясом шириной до 1000 км окружают Антарктиду, а также Гренландию.

5.1.2. Карбонатные осадки. Типы химических осадков в значительной степени зависят от соотношения в воде CO_2/HCO_3^- : CO_2 увеличивает кислотность воды, HCO_3^- - увеличивает щелочность и способствует отложению известняка и доломита. Известняки характерны для субтропической и экваториальной областей. Критическая глубина карбонатакопления, ниже которой растворяется весь карбонат кальция, колеблется от 4000 до 4700 м. Здесь проявляется роль давления, при увеличении которого возрастает растворимость CO_2 и снижается рН океанских глубин. Кремнистые диатомовые (водорослевые) осадки характерны для холодных приполярных областей. Кремнистые радиоляриевые илы встречаются на дне океанов ниже критических глубин карбонатного осадкообразования, вместе с красными глубоководными глинами.

$\Sigma(\text{Nd})$ со знаком (-), характеризует породы, возникшие при переработке или ассимиляции древних коровых пород.

Проблемы современной петрологии, касающиеся происхождения базальтов срединно-океанических хребтов, базальтов океанических островов, островных дуг, континентальных окраин, континентов, а также андезитов, гранитоидов и щелочных пород в значительной мере базируются на геохимии изотопов рубидия, стронция, самария, неодимия. Эти вопросы детально изложил Г.Фор в монографии «Основы изотопной геологии», Москва, «Мир», 1989.

8. РАДИОАКТИВНОСТЬ

Явление радиоактивности урана было открыто французским ученым А.Беккерелем в 1896 г. М.Склодовская-Кюри и П.Кюри заметили, что урановые руды более радиоактивны, чем чистый уран, и в 1898 г. открыли в уранините элементы полоний и радий. В 1903 г. Э.Резерфорд и Ф.Содди предложили теорию спонтанного распада радия. Эти исследования вызвали "взрыв" новых открытий, касавшихся строения атомов и атомной энергетики.

В.И.Вернадский в 1910 г. на общем собрании Российской академии наук выступил с докладом «Задачи дня в области радия». Он сказал: «Благодаря открытию радиоактивности мы узнали новый, негаданный источник энергии. Перед нами открываются источники атомной энергии, в миллионы раз превосходящие все те источники сил, какие рисовались человеческому воображению».

В 1922 г. в СССР был создан Радиевый институт во главе с В.И.Вернадским. Для геохимии наиболее удивительными были представления об изменяющемся во времени и пространстве химическом составе планет, звезд и всей Вселенной, а также возможности определения возраста горных пород и минералов.

Известно 17 естественных долгоживущих радиоизотопов. Кларки для наиболее распространенных ($10^{-4}\%$): ^{87}Rb - 40; Th - 12; ^{40}K - 3 (учитывая, что кларк K - 2,5%); U - 2,5. Имеют значение также Ra , Rn , $^3\text{H}(\text{T})$, ^{14}C , ^{147}Sm , ^{187}Re и др. Благодаря радиоактивному распаду, содержание радиоактивных элементов в земной коре постоянно уменьшается, а радиогенных - увеличивается.

5 млрд.лет назад содержание изотопа ^{40}K в смеси изотопов достигало 2% , тогда как сейчас - всего 0,0117%. Калий, превращаясь в аргон, был одним из главных генераторов тепла в литосфере. В земной коре и атмосфере широко распространены радиогенные изотопы ^4He (из урана и тория), ^{40}Ar (из ^{40}K), ^{206}Pb (из ^{238}U), ^{207}Pb (из ^{235}U), ^{208}Pb (из ^{232}Th), ^{210}Bi (из вымершего на Земле ^{237}Np).

Например, в смеси изотопов природного свинца первичный изотоп ^{204}Pb составляет всего 1,5%, тогда как 98,5% - радиогенные! Предполагается, что ^{238}U является реликтом от давно вымершего ряда изотопов энштейния-фермия-калифорния-кюрия-плутония.

5.1.3. Железо-марганцевые конкреции (ЖМК) в Тихом океане

В 1868 году шведская экспедиция Н. Норденшельда подняла со дна Карского моря первые ЖМК. В дальнейшем ЖМК были найдены экспедицией корвета «Челленджер» (1872-1876) в Атлантике у Канарских островов. Но больше всего ЖМК оказалось в центре Тихого океана на экваторе, между широтными рахтомами Кларифон и Клиппертон (рис. 13).

В ЖМК здесь до 20-30% MnO, также установлено (в сумме) до 3% Ni, Co, Cu, до 4 кг/т TR, до 4 г/т Pt и Ir, а также заметные примеси Zn, Pb, Mo, Ag, Au, P. Здесь запасы металлов в рудах с плотностью 10 кг/м³ достигают 400 млрд. т, что превышает все континентальные месторождения марганца. Кроме того, в илах и ЖМК Г.С. Ануфриев и Б.С. Болтенков из Физтеха РАН в СПб установили высокое содержание космического изотопа ³He: отношение ³He/⁴He=10⁻⁵, что близко к соотношению изотопов He в «солнечном ветре». Расчеты указанных авторов показали, что ЖМК растут со скоростью 1 мм за тысячу лет, что в тысячу раз быстрее, чем считалось до сих пор.

Мы предложили новую модель образования ЖМК в эпоху четвертичного оледенения, когда Земля представляла собой ледяной шар (гипотеза «Ice Ball»). Модель объясняет загадочные факты: а) концентрации 85% всех ресурсов ЖМК на экваторе в Тихом океане и б) фантастически быстрого отложения массы ЖМК в четвертичный период (рис. 14). По этой модели состав ЖМК определяется земной (марганец, железо) и космической (редкие металлы-примеси) составляющими. Земные элементы концентрировались в виде гидрокарбонатов и гидрохлоридов в океанской воде, обедненной кислородом. Космические элементы накапливались на ледовой поверхности Земли в период оледенения (никель, кобальт, платина, иридий, имплантированный в метеоритную пыль гелий-3).

Мы исходили из данных о выпадении космической пыли (40000 т/год), общем времени оледенения по данным бурения льда в Антарктиде (около 350000 лет), составе метеоритов, содержащих 10-15% никеля, до 1% кобальта, 5-10 г/т платиноидов и золота, уровне понижения Мирового океана за последние оледенения (100-120 м), что соответствует 40-45 10¹⁵ т льда. Такая масса льда покрывает всю поверхность Земли 80-метровой ледяной корой.

При катастрофическом потеплении обогащенные кислородом массы воды сливались в экваториальную промоину Тихого океана. Лишь в одну эпоху потепления в океан поступало с талой водой до 500 млрд. т кислорода. Гидроксиды Mn отлагались на окислительном барьере и сорбировали из илов редкие металлы. В Атлантике ЖМК мало: видимо, действовал палео-Гольфстрим, мешавший образованию ледовой коры.

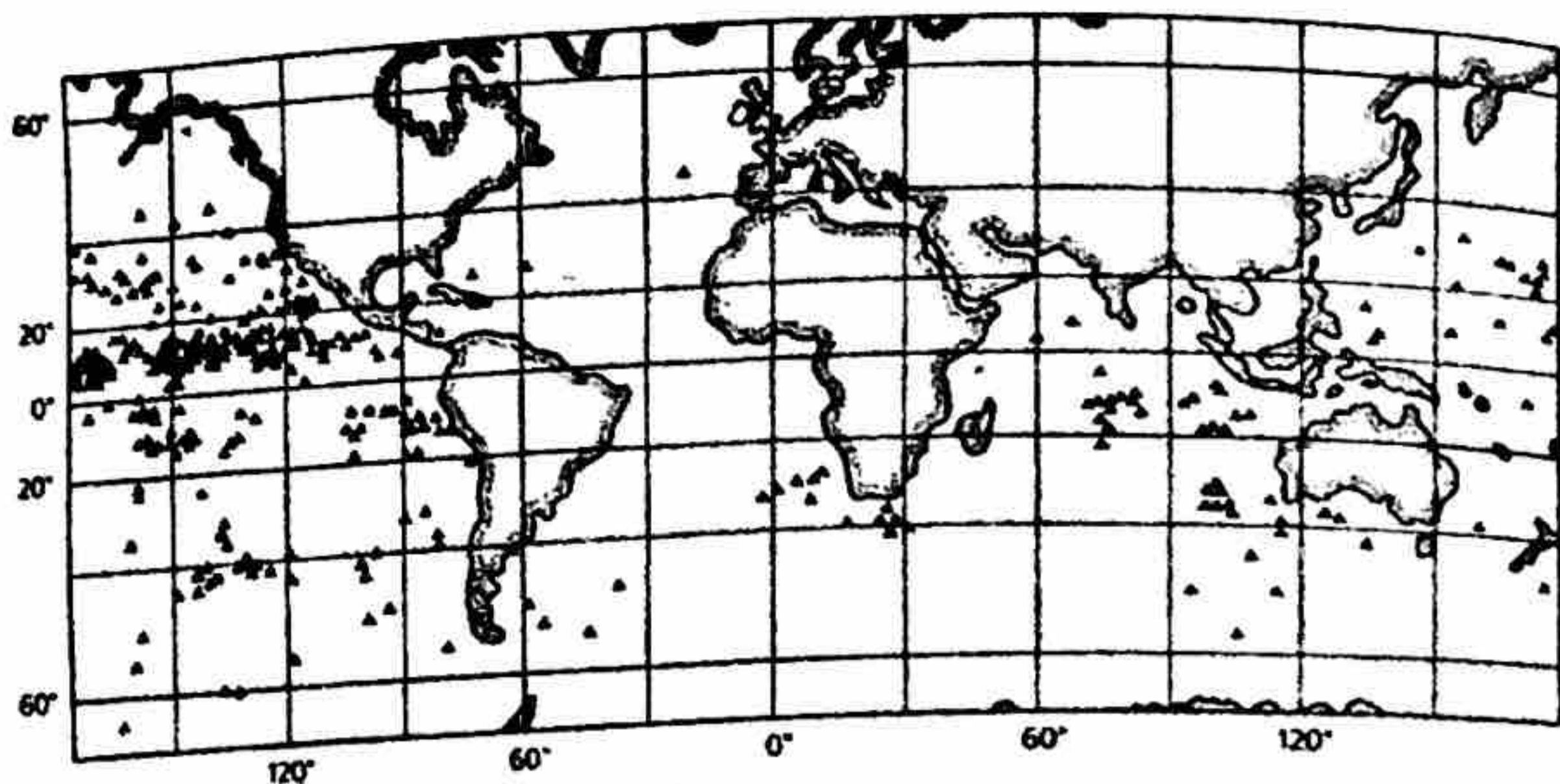


Рис. 13. Грандиозные залежи (более 400 млрд т) железо-марганцевых конкреций (ЖМК), содержащих также Ni, Co, Cu, Pt, Ir, Zn, Pb, Mo, Au, Ag, TR, P, а также аномально высокую концентрацию космического ^3He , залегают в Тихом океане вдоль экватора между широтными разломами Кларифон и Клиппертон. Общие ресурсы ЖМК океана оцениваются в 1,5 трлн т

5.1.4. Литификация и диагенез. Рыхлые или илистые осадки подвергаются литификации, т.е. превращению в твердые породы. При этом происходит цементация песчаных пород карбонатным, гидрослюдистым (за счет глинистых минералов) или кремнистым цементом. Обычна также перекристаллизация карбонатных пород с образованием мраморовидного известняка. Из глинистых илов образуются глинистые сланцы.

Диагенетические процессы близки по времени к литификации и сопровождаются возникновением конкреций кремня, сидерита, фосфоритов, марказита, целестина и других минералов. Возникновение конкреций объясняется тем, что в иловых водах концентрация рассеянных элементов резко превышает концентрацию этих элементов в морской воде. Высокие сорбционные свойства глинистых илов способствуют накоплению в них многих элементов.

В глинистых илах за счет слабой диффузии из морской воды кислорода сохраняется и накапливается органическое вещество, которое поддерживает восстановительную среду, способствующую повышенной концентрации сероводорода и восстановлению углекислоты до метана. Поэтому в глинистых сланцах на сероводородном барьере концентрируются халькофильные элементы (железо, медь, свинец, цинк, никель, кобальт, ртуть и др.). На восстановительном барьере в глинистых сланцах часто накапливается уран, теряющий миграционные свойства при переходе $\text{U}^{6+} \rightarrow \text{U}^{4+}$.

5.1.5. Эпигенез. Эпигенетические процессы изменяют твердые осадочные породы и обычно сопровождают процессы выветривания. К ним относятся

некоторые типы окремнения, окварцевание, ожелезнение, аргиллизация, карбонатизация, растворение известняков, образование сталактитов и пещер.

5.2. Экзогенные процессы (выветривание)

Экзогенные процессы создают осадочные породы особого типа, чехлом покрывающие континенты или накапливающиеся в депрессиях континентальной или океанической коры. Химическое изменение горных пород на континентах ведет к возникновению за их счет площадных или линейных (по разломам) кор выветривания. Широко распространены древние коры выветривания и продукты их переотложения или метаморфизма - от кайнозоя до архея включительно.

Главные типы кор выветривания - сиалитные (глинистые) и латеритные (красноцветные, гидроксидные); они развиты преимущественно по силикатным породам. Сиалитные коры выветривания характерны для районов с влажным умеренным климатом; латеритные коры возникают в условиях гумидного тропического и субтропического климата.

5.2.1. Аргиллизация в сиалитных корях выветривания. Характеризуется обилием различных глин, опала, гидроксидов железа, карбонатов магния. Происходит за счет того, что из полевых шпатов, слюд и темноцветных минералов слабокислые дождевые воды с $pH = 5,5-6,5$ (за счет CO_2 атмосферы и органических кислот) выносят K, Na, Ca, Mg . Менее подвижные Si и Al остаются в составе каолинита - $Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8$, кварц сохраняется в виде песка. При выветривании основных пород преобладает монтмориллонит - $Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$. Нередко коры выветривания ошибочно принимают за низкотемпературные метасоматиты.

По ультраосновным породам развиваются лимонит, нонтронит, серпентин, его Ni -содержащий аналог гарниерит (никелевая руда), Co -содержащий вад (асболан), магнезит, опал, и другие вторичные минералы. Видимо, за счет метаморфизованных каолинитовых кор выветривания возникли глиноземистые сланцы архея-протерозоя, в том числе архейские дистеновые сланцы Кейвской серии на Кольском п-ве (2,9 млрд лет).

5.2.2. Латеритные (красноцветные) коры выветривания. Латер - кирпич (санскрит). Латеритное выветривание разлагает породообразующие минералы и оставляет от первичных пород лишь малоподвижные оксиды и гидроксиды железа, алюминия, титана. Оно возникает в условиях гумидного тропического и субтропического климата, при воздействии теплых щелочных (за счет дефицита CO_2) дождевых вод.

В этих условиях, помимо щелочей и щелочноземельных элементов, из дунитов, базальтов, сиенитов и глин выносятся SiO_2 . Возникают плащеобразные покровы, похожие на красный кирпич, с преобладанием оксидов и гидроксидов Fe^{3+}, Al, Ti, TR, Zr и др. Так образуются месторождения бокситов, железных (лимонитовых) и никелевых (гарниеритовых, с примесью кобальта) руд. При гипергенных процессах на ультраосновных породах образуются коры выветривания, а затем россыпи платины, например, на Урале, в Корьякии, в Восточной Сибири (м-е Кондер).

Только в условиях углекислотной и кислородсодержащей атмосферы могли отложиться из бассейнов позднего архея и протерозоя железистые кварциты, образующие грандиозные месторождения железных руд Курской магнитной аномалии (КМА), а также Украины, Канады, Бразилии, Австралии.

5.2.3. Карст и выветривание карбонатных пород. Карстовые воронки и пещеры с натеками сталактитов и сталагмитов возникают при выветривании карбонатных толщ. Для растворения известняков необходимо, чтобы грунтовые просачивающиеся воды обладали несколько повышенной кислотностью за счет концентрации CO_2 .

Особое место занимают коры выветривания карбонатитовых массивов, когда рассеянная в карбонатных породах редкоземельно-ниобиевая (пирохлор-колумбитовая с апатитом и бадделейтом) минерализация резко концентрируется при растворении кальцита, доломита и анкерита. В коре выветривания карбонатитов возникают грандиозные концентрации редкоземельных элементов преимущественно цериевой группы, в сочетании с ниобием, танталом, иттрием, цирконием и скандием.

Примером являются переотложенные коры выветривания Томторского карбонатитового массива на севере Сибирской платформы, к востоку от Анабарского поднятия. Здесь площадь рудных залежей превышает 50 км^2 (!) при мощности в десятки метров и суммарном содержании рудных компонентов (TR, Nb, Ti, Sc, Ta) 5-10 %, т.е. элювий представлен готовым рудным концентратом.

5.2.4. Зоны окисления и «железные шляпы». Возникают при выветривании рудных сульфидных месторождений или в условиях повышенной концентрации сульфидов. Обычно они имеют линейный характер, размещаются в рудоконтролирующих разломах и нередко проникают на глубину более километра. Главным элементом, определяющим геохимические процессы в зонах окисления, является сера сульфидов, меняющая валентность от -2 до +6. Главными сульфидными минералами обычно являются пирит и халькопирит. В присутствии воды окисляющиеся сульфиды создают резко кислую среду (за счет H_2SO_4).

При этом возникают разнообразные легкорастворимые сульфаты Fe^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , U^{6+} и других металлов. Например, при окислении халькопирита текут растворы из смеси медного и железного купоросов: $\text{CuFeS}_2 + \text{O}_2 \rightarrow \text{CuSO}_4 + \text{FeSO}_4$. Сульфат меди за счет углекислоты атмосферы или на контакте с известняками переходит в карбонаты меди – малахит и азурит. Из сульфата двухвалентного железа при его окислении возникают массы лимонита, образующие так называемую «железную шляпу».

Пирит также легко изменяется в окислительной среде, например, в Подмосковье - на контакте верхнеюрских пирит-содержащих черных глин с известняками среднего карбона. Возникает легкорастворимый сульфат Fe^{+2} , а затем малоподвижный сульфат Fe^{3+} , из которого образуется $\text{Fe}(\text{OH})_3$, образующий конкреции лимонита в кровле ожелезненных известняков.

Окисление сульфидов идет даже в условиях вечной мерзлоты (криогенез). Низкая температура замерзания концентрированных сульфатных растворов способствует их миграции, при этом образуются самородное серебро, минералы глины, сульфаты, гидроксиды железа и марганца.

Лимонит и пиролюзит являются главными минералами "железных шляп", залегающих над неокисленными рудными телами. Сульфаты обычно представлены баритом, англезитом, гипсом. Активность CO_2 так высока, что сульфаты вытесняются карбонатами (малахит $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$; азурит $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$; сидерит FeCO_3 ; церуссит PbCO_3 ; смитсонит ZnCO_3), а также силикатами (хризосола $\text{Cu}_2\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$; диоптаз $\text{Cu}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; каламин $\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2$; хлоридами (кераргирит AgCl), фторидами (геарксутит $\text{CaAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). В окислительных процессах иногда возникает бирюза $(\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O})$. В зоне окисления концентрируются рассеянные в сульфидах самородные элементы - золото, серебро, ртуть.

5.2.5. Зоны вторичного сульфидного обогащения. Возникают ниже уровня грунтовых вод, в условиях восстановительной среды на сероводородном барьере. Здесь сульфаты рудных металлов вновь переходят в сульфиды с образованием вторичных рудных минералов: халькозина Cu_2S , ковеллина CuS , борнита Cu_5FeS_4 и др. За счет окисления бедных первичных халькопиритовых руд нередко образуются богатые вторичные руды.

5.2.6. «Гидрогенные» месторождения. Связаны с инфильтрационными эпигенетическими процессами, возникают при просачивании грунтовых вод, обогащенных такими рудными элементами, как уран, медь, свинец, цинк. Роль эпигенетических процессов при формировании рудных месторождений выявлена сравнительно недавно. Выяснилось, что таким путем возникают крупнейшие месторождения.

Например, пластовые залежи урана образуются в осадочных породах при переносе окислительными кислородсодержащими подземными водами легкорастворимого шестивалентного урана в форме уранильной группы $(\text{UO}_2)^{2+}$, чаще всего соединенной с карбонатным ионом.

На восстановительном барьере шестивалентный уран превращается в устойчивые минералы четырехвалентного урана. Крупные месторождения урана этого типа характерны для Узбекистана, Казахстана, а также для Канады, США, Австралии. В качестве восстановительного барьера часто выступает органическое вещество, рассеянное в углистых сланцах, а также древесина (плато Колорадо, США) и кости рыб (Мангышлак).

Сходные эпигенетические процессы в осадочных толщах, связанные с переносом халькофильных элементов и их отложением на сероводородных восстановительных барьерах, формируют крупные пластовые залежи медных (медистые песчаники) и свинцово-цинковых руд.

5.2.7. Галогенез. Галогенезом называется процесс гипергенной концентрации весьма подвижных элементов - K, Na, Li, Ca, Mg, Sr, B. Эти

элементы накапливаются в эвапоритах - гипсовых и соляных пластах, остающихся после высыхания бессточных озер или при размывании дождями соляных куполов. В последнем случае возникают "гипсовые шляпы" или "кэпрок" (амер. термин) с рудными концентрациями бора за счет рассеянных в соли боратов типа гидробората - $\text{CaMg}(\text{B}_6\text{O}_{11})\cdot\text{H}_2\text{O}$, улексита $\text{NaCa}(\text{B}_5\text{O}_9)\cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и др.

5.2.8. Биогенез. Сопровождается грандиозной концентрацией в осадочных толщах углерода как в карбонатной форме, так и в форме углерода, восстановленного в процессе фотосинтеза из CO_2 атмосферы и входящего в состав органического вещества осадочных пород. Кларк углерода в земной коре оценивался раньше, как 0,023% (А.П.Виноградов, 1962) и 0,020% (С.Тейлор, 1964). По нашим данным, кларк углерода значительно выше и равен 0,37% от массы земной коры, составляющей, по подсчетам А.Б.Ронова и А.А. Ярошевского, $28,46\cdot 10^{24}$ г. (11).

«Карбонатный углерод» включает, по данным тех же авторов, около 73% всего углерода земной коры. Остальные 27% углерода находятся в форме рассеянного углистого вещества в черных сланцах и других осадочных породах, а также образуют залежи угля, нефти, метана, торфа. На дне океанов установлены огромные залежи газогидратов (твердых соединений природных газов, преимущественно метана, этана, пропана). Ресурсы их оцениваются миллиардами кубических километров.

Углистое вещество в осадочных толщах сорбирует U, V, Cu, Mo, S и др. Вес живой биомассы на континентах составляет 150 млрд тонн (максимальная концентрация в лесах Амазонки); в океанах - 60 млрд тонн (концентрация на шельфе). Имеет место и противоположный процесс - окисление органического вещества за счет дыхания животных, растений и действия микроорганизмов. Разложение микроорганизмами 1 тонны органического вещества дает CO_2 в количестве, достаточном для растворения 2,5 тонн известняка.

6. ИНДИКАТОРНЫЕ ОТНОШЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИ СХОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ: K/Rb, Zr/Hf, Ta/Nb, TR(Ce)/TR (Y)

Для расшифровки геологических процессов в геохимии широко используются индикаторные отношения разных элементов или изотопов одного элемента. Этот методический прием использует различия в поведении сходных элементов или изотопов одного элемента при магматической дифференциации, в пегматитах, пневматолито-гидротермальных и гипергенных процессах, когда меняются такие факторы миграции, как окислительно-восстановительный потенциал, кислотность-щелочность, давление и др.; при этом выявляются тенденции к опережающему накоплению одного из элементов или изотопов в рассматриваемой паре.

6.1. K^+ - $r_i=1,33\text{\AA}$, кларк - 2,5%. Rb^+ - $r_i=1,48\text{\AA}$, кларк - 0,01%.
Отношение кларков - 250, изоморфизм совершенный. Rb "растворяется" в калиевых минералах и поэтому не образует собственные минералы. Крупные ионы K^+ и Rb^+ накапливаются по мере дифференциации магматических пород земной коры, причем эта тенденция особенно резко проявлена для Rb, максимально концентрирующегося в поздних гранитах и пегматитах. Отношение K/Rb - индикатор степени дифференциации магматических пород.

K/Rb в "примитивных" океанических базальтах - 1000; в континентальных - 400; в андезитах - 250; в плагиогранитах - 200; в лейкократовых гранитах - 150; в аляскитовых поздних гранитах - 100; в гранитных пегматитах - 70; в КПШ пегматитов - 30-50, в слюдах редкометалльных пегматитов - 5-10, вплоть до поздних собственно рубидиевых слюд, где почти весь K замещен Rb.

Субширотный профиль длиной около 300 км через Охотско-Чукотский вулканогенный пояс показывает зависимость между мощностью "гранитного" слоя, типом металлогении и отношением K/Rb . В направлении с востока на запад мощность "гранитного" слоя возрастает с 10 до 25 км; при этом медно-молибденовые рудопроявления последовательно сменяются золотыми, золото-серебряными, оловянными. K/Rb в микроклиновых метасоматитах молибденовых месторождений - 430; в адуляритах золото-серебряных месторождений - 200, в слюдах оловянных - 120. Эти данные позволяют связать источники молибденового оруденения с активизацией базальтоидов, оловянного - с активизацией гранитоидов; золото-серебряное оруденение занимает промежуточное положение (рис.14).

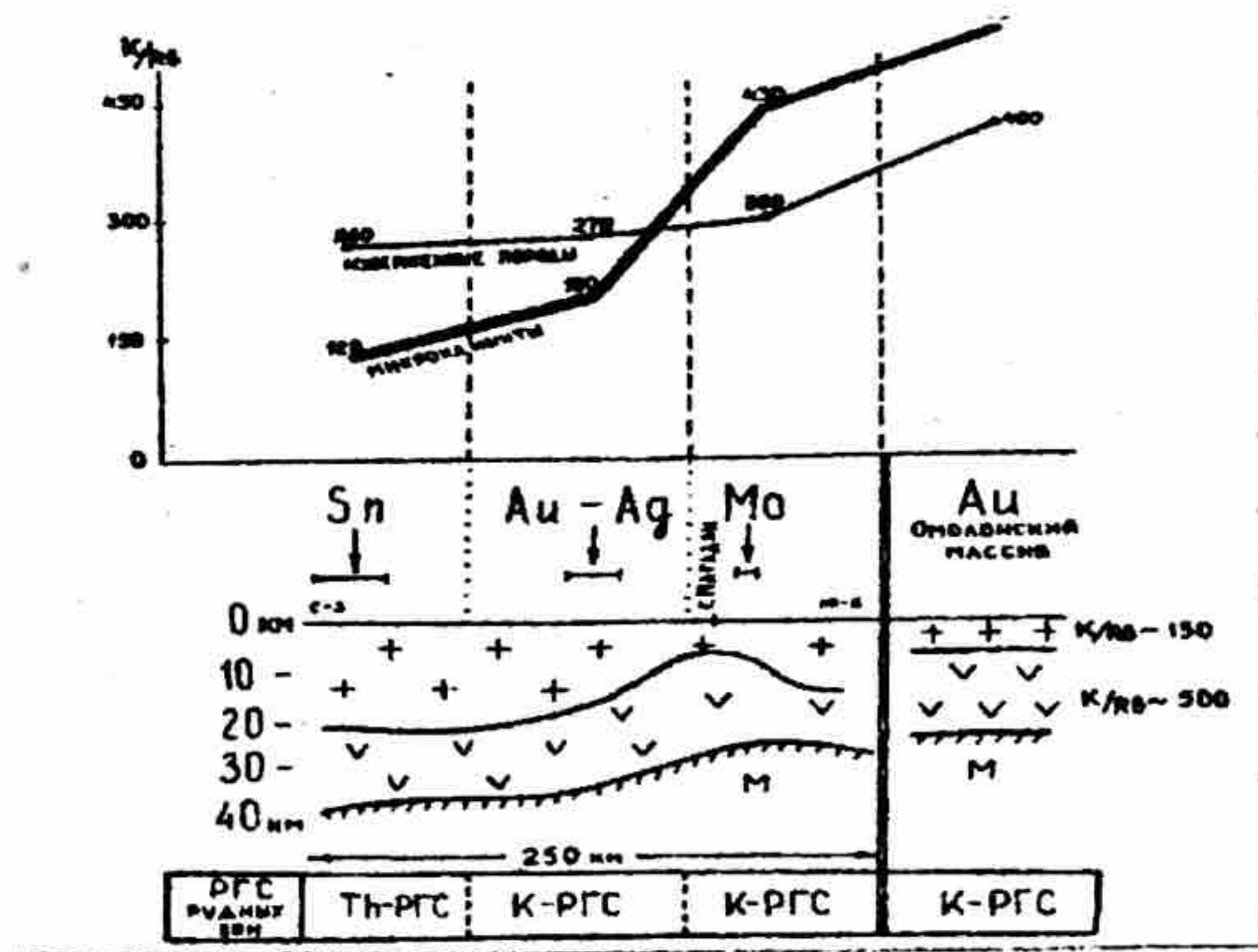


Рис. 14. Поперечная металлогеническая зональность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и закономерное изменение K/Rb в магматических породах и метасоматитах рудных полей - от молибден-золоторудных через золото-серебряные до оловорудных. Меняется и радиогеохимическая специализация (РГС) околорудных метасоматитов с калиевой на ториевую

В Ц.Кызылкумах, в районе золоторудного гигантского месторождения Мурунтау был неясен тип контакта между черными сланцами протерозоя и сходными по виду сланцами нижнего палеозоя (бесапанская свита); геологи предполагали непрерывность разреза. Но выяснилось, что отношение K/Rb в сланцах протерозоя - 800 (океанический тип коры), а в сланцах бесапана - 250 (континентальный тип коры), что указывает на скрытый складчатостью осадков значительный перерыв в осадконакоплении.

6.2. Zr^{4+} - $r_i = 0,87\text{\AA}$, кларк - 170 г/т; Hf^{4+} - $r_i = 0,86\text{\AA}$, кларк - 3 г/т, отношение кларков - 60. Отношение Zr/Hf - индикатор уровня дифференциации: в ранних гранитах (сиенитах и др.) = 100; в поздних - 50, в метасоматитах - 40, в пегматитах - 20 и меньше; например, в циркониевых россыпях Нигерии - до 15, что обусловило высокую стоимость концентрата.

6.3. Nb^{5+} - $r_i = 0,69\text{\AA}$, кларк - 20 г/т; Ta^{5+} - $r_i = 0,68\text{\AA}$, кларк - 2 г/т, Отношение кларков - 10. Отношение Nb/Ta - индикатор кислотности-щелочности, в щелочной среде накапливается Nb, в кислой - Ta. Соответственно, в нефелиновых сиенитах $Nb/Ta = 15-20$; в гранитах - 5-10; в пегматитах - 1-2.

6.4. Группа редкоземельных элементов (TR)

Включает Y, La и еще 14 элементов: Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, для которых характерно "лантаноидное сжатие", т.е. уменьшение (а не увеличение, как обычно) ионного радиуса при увеличении массового числа

элемента. Это явление связано с заполнением электронами не внешних, а внутренних электронных орбиталей. Выделяют (по атомному весу) легкие TR (цериевая группа) и тяжелые (иттриевая группа).

Для легких лантаноидов r_i (в Å): La^{3+} 1,22; Ce^{3+} 1,07; Eu^{2+} 1,09 (близки к Ca^{2+} 1,06Å, что определяет совершенный изоморфизм с кальцием). Для иттрия и тяжелых лантаноидов r_i (в Å): Y^{3+} 0,97; Dy^{3+} 0,88; Yb^{3+} 0,81; Lu 0,80 (близки к Zr^{4+} 0,87 и U^{4+} - 0,89), что определяет изоморфизм с цирконием и ураном. TR цериевой группы накапливаются в щелочной среде (нефелиновые сиениты, сиениты, карбонатиты), TR иттриевой группы накапливаются в кислой среде (гранитные пегматиты). Используются отношения различных элементов группы TR, а также отношения суммы цериевых редкоземельных элементов к сумме иттриевых.

Имеются радиоактивные изотопы с альфа- и бета-типами распада: $^{147}Sm \rightarrow ^{143}Nd$ (альфа), $^{176}Lu \rightarrow ^{176}Hf$ (бета), $^{138}La \rightarrow ^{138}Ce$ (бета), которые используются в качестве геохронометров.

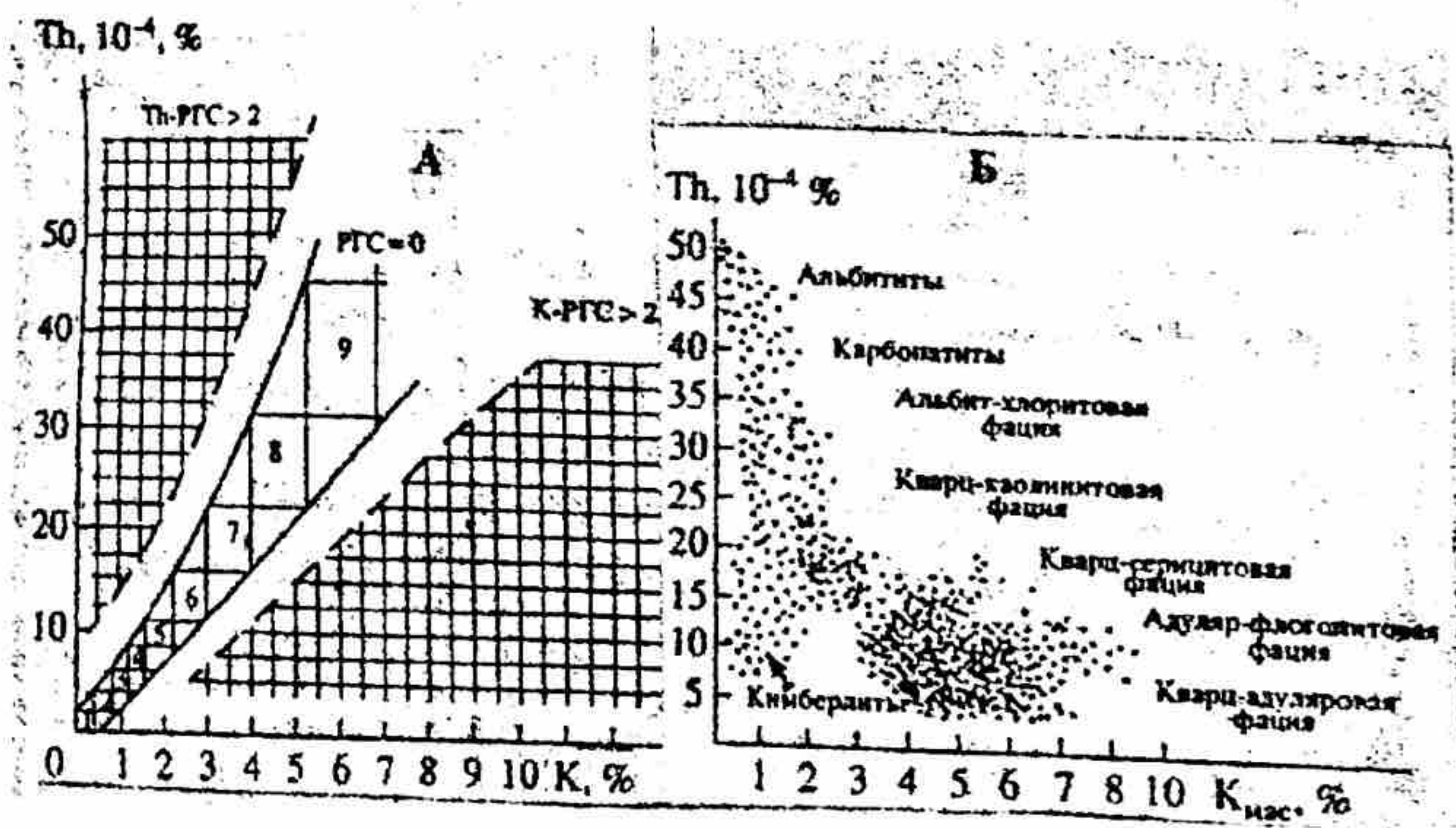


Рис. 15. А) Для магматических (безрудных) пород установлено поле положительной корреляции между К и Th, принятое за «стандарт». Б) Радиогеохимическая специализация (РГС) околорудных метасоматитов вычисляется как мера снижения положительной корреляции относительно «стандарта». К-РГС типична для месторождений халькофилов (Au, Ag, Mo, Cu, Bi); Th-РГС выделяет месторождения литофилов (TR, Sn, W, Nb), а также кимберлиты, бокситы, коры выветривания, редкометалльные россыпи с цирконом и монацитом

6.5. Природные гамма-излучатели: K^{40} , Th, U (Bi^{214})

Эти элементы (торий), изотопы (калий-40), продукты распада урана (висмут-214) - являются главными гамма-излучателями земной коры и их можно количественно определять дистанционно, с расстояния до 200 м. Эти уникальные свойства используются в аэрогеофизическом поиске рудных месторождений.

Мы установили, что свойства пары калий – торий резко различаются в расплавах, с одной стороны, и рудно-гидротермальных системах – с другой. Для К

и Th (U) характерно сходство поведения в расплавах: наблюдается положительная корреляция при магматической дифференциации. В гидротермально-метасоматическом околорудном процессе она сменяется геохимическим «антагонизмом» между K и Th (рис.15). Эта открытая нами особенность позволяет дистанционно выделять рудные зоны с халькофильными и литофильными элементами.

При распаде K и Th возникает мощное гамма-излучение, что позволяет определять их концентрацию в поверхностном (метровом) слое горных пород с помощью наземных гамма-спектрометров или дистанционно, с помощью аппаратуры, установленной на борту самолета или вертолета. γ -излучение земной поверхности, постепенно ослабевая, поднимается до высоты 250-300 метров, а затем полностью поглощается атмосферой.

Поэтому аэрогамма-спектрометрическая съемка ведется на рабочей высоте около 100 м. Излучение фиксируется монокристалльными датчиками NaI с присадкой люминогена таллия (Tl⁺), в которых гамма-кванты вызывают вспышки различной яркости в соответствии с их энергиями. Количество вспышек и их яркость фиксируется ФЭУ. Энергия γ -квантов (МэВ): для Th (²³²Th) - 2,62; для U (²³⁸U) - 1,12 и 1,76; для K (⁴⁰K) - 1,46. Соответственно, самые яркие вспышки дает излучение Th, наиболее тусклые - K.

Раньше гаммаспектрометрия использовалась исключительно для поиска урана (по аномально-высокому излучению урана). Наши работы показали, что главными индикаторами руды являются K и Th, поскольку существует принципиальное различие в поведении K и Th в безрудных (магматических, метаморфических, осадочных) и околорудно-измененных породах (рис.16). Совместное распределение K и Th для магматических, метаморфических и осадочных (глинистых) пород в интервале содержаний 1-3 кларка характеризуется высокой положительной корреляцией ($R=0,85$), тогда как в околорудно-измененных породах (метасоматитах) эта корреляция отрицательная.



Рис.16. Рудный узел в Северном Казахстане. К-РГС=2-3 (темно-серое и черное) выделяют известные рудные зоны (сплошной контур) месторождений Mo, Cu, Au, полиметаллов. Пунктиром выделены перспективные участки, рекомендованные для разведки. Общая площадь съемки – 250 кв.км. Обработка результатов аэрограммаспектрометрической съемки М 1:25.000. Количественная оценка величин РГС проведена по известной методике (Портнов, 1987)

Для месторождений элементов халькофильной группы (Au, Ag, Mo, Bi, Cu и др.), где рудоотложение идет в щелочной среде, характерны калийсодержащие адуляр-серицитовые метасоматиты, в которых накапливается K, а Th выносится. При этом возникают зоны калиевой радиогеохимической специализации (K-РГС) (рис.17).

Для месторождений элементов литофильной группы (TR, Sn, Nb, Be и др.), где рудоотложение идет в кислой среде, характерны низкокалиевые метасоматиты различного состава - грейзены, альбититы, флюорит-кварцевые жилы и др.), в которых накапливается Th, а K выносится. При этом фиксируются зоны ториевой радиогеохимической специализации (Th-РГС), которая характерна также для кимберлитов, карбонатитов, бокситов, кор выветривания и россыпей.

Практика показывает, что выявляемые при аэрогамма-спектрометрической съемке многочисленные радиоактивные аномалии обычно не представляют

практического интереса. Их отбраковка возможна благодаря тому, что относительно высокие содержания Th (до 3-4 кларков) сочетаются в этих "аномалиях интенсивности" с высоким содержанием K и фиксируют «породные аномалии», связанные с безрудными изверженными или метаморфическими породами.

7. ИНДИКАТОРНЫЕ ОТНОШЕНИЯ ИЗОТОПОВ И ИХ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ

Изотопы - разновидности атомов химического элемента, имеющие одинаковое количество протонов, но разное количество нейтронов в атомных ядрах. Изотопы имеют одинаковые химические свойства, но различаются по атомным массам и физическим свойствам. Термин "изотоп" был предложен учеником Э. Резерфорда Ф. Содди в 1912 г., как гипотеза, объясняющая непонятные в то время факты: не целочисленные атомные массы элементов и различные атомные массы обычного свинца и свинца, возникающего при распаде урана.

Сумма протонов (Z) и нейтронов (N) в ядре называется массовым числом (A); число протонов определяет атомный номер элемента и число орбитальных электронов в нейтральном атоме; $A=Z+N$. Различают изотопы стабильные (устойчивые) и нестабильные (радиоактивные). В геохимии используется также термин "радиогенные изотопы", чтобы подчеркнуть их возникновение при радиоактивном распаде. Радиогенными изотопами являются, например, ${}^4\text{He}$ (из U и Th), ${}^{40}\text{Ar}$ (из ${}^{40}\text{K}$), ${}^{87}\text{Sr}$ (из ${}^{87}\text{Rb}$), ${}^{206,207,208}\text{Pb}$ (из ${}^{238,235}\text{U}$; ${}^{232}\text{Th}$) и др.

7.1 Отношения радиогенных и стабильных изотопов

Поскольку радиоактивные элементы концентрируются в земной коре, возраст которой достигает 4 млрд. лет, кора заметно обогащена радиогенными изотопами. Возраст горных пород и влияние мантии или коры в различных геологических формациях могут быть установлены по отношению радиогенных и нерадиогенных изотопов. Примеры:

7.1.1. ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$. Радиогенный изотоп ${}^4\text{He}$ возникает преимущественно в земной коре при распаде урана и тория. Поэтому газы корового происхождения обогащены ${}^4\text{He}$, а мантийные газы - ${}^3\text{He}$. ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$: для коры - 1.000.000; для вулканических дуг над зонами Беньюфа - 1000, т.е. по глубинным разломам идет дегазация ${}^3\text{He}$, повидимому, из ядра Земли.

7.1.2. ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$. Отношение в атмосфере = 300; в мантии = 10.000, т.е. в атмосфере относительно много ${}^{36}\text{Ar}$, а мантия резко обогащена ${}^{40}\text{Ar}$ и обеднена ${}^{36}\text{Ar}$. Модель японского геохимика М. Озимы объясняет это явление катастрофическим мощным прогревом планеты и дегазацией мантии 4,45 млрд лет назад с созданием атмосферы Земли, относительно обогащенной ${}^{36}\text{Ar}$ и

последующим накоплением в мантии исключительно радиогенного изотопа ^{40}Ar за счет ^{40}K (см. раздел 3.1.2. об эксперименте А.П.Виноградова).

Видимо, одновременная потеря мантией ^3He при этом древнем прогреве подвижного ^3He из жидкого ядра, иначе в мантии не присутствовал бы ^3He в повышенном количестве.

7.1.3. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Радиогенный изотоп ^{87}Sr возникает при распаде ^{87}Rb , велик - около 160 г/т; поэтому ^{87}Rb является самым распространенным радиоактивным изотопом (кларк - 40 г/т). Крупный ионный радиус $\text{Rb}(1,48\text{\AA})$ способствует его концентрации совместно с K в коре и поздних магматических дифференциатах. С периодом полураспада 10 млрд лет ^{87}Rb превращается в ^{87}Sr .

В метеоритах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,699$; в породах мантии - 0,700-0,706, в т.ч. для кимберлитов, карбонатитов, нефелиновых сиенитов - 0,703; в базальтах - 0,703-0,704; в базальтах островных дуг - 0,705, в базальтах континентов - 0,704-0,707: увеличение отношения свидетельствует о контаминации мантийных расплавов коровым материалом.

Для кислых пород установлены два типа: гранитоиды с отношением 1) 0,703-0,705 (мантийные глубинные выплавки, называемые I-гранитами) и 2) 0,709-0,715 (коровые выплавки, возникшие при гранитизации осадочных глинистых пород и называемые S-гранитами). К гранитам мантии тяготеют месторождения с халькофильной металлогенической специализацией (золото, молибден, медь); к коровым - редкометалльно-литофильные (олово, тантал, бериллий, РЗЭ).

7.1.4. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$. Отношение в мантии=1. В коре накапливается радиогенный ^{187}Os за счет распада изотопа ^{187}Re с периодом полураспада 50 млрд лет. Соответственно, в коре это отношение =6. На границе мел-палеоген это отношение=1,5, что объясняется обогащением метеоритно-мантийным веществом при ударе астероида 65 млн лет назад, определившем границу мезозоя и кайнозоя.

7.2 Фракционирование стабильных изотопов - Н, О, С, S, E(Nd). Разделение изотопов в природных процессах называется фракционированием. Фракционирование пар таких легких изотопов, как ^1H и $^2\text{H}(\text{D})$, ^{12}C и ^{13}C ; ^{14}N и ^{15}N ; ^{16}O и ^{18}O ; ^{32}S и ^{34}S - проявляется значительно сильнее, чем у тяжелых (стронций, свинец, уран). Оценка размера фракционирования большинства легких изотопов (в промилле) ведется на основе сравнения с произвольно выбранным стандартом, по формуле:

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{пробы}}}{R_{\text{стандарта}}} - 1 \right) \cdot 1000\text{‰},$$

где R - отношение изотопов в пробе и в стандарте.

7.2.1. δD . Фракционирование изотопов водорода. Для двух пар: ^1H - D и ^{16}O - ^{18}O в качестве стандарта взята вода океана (Standart mean oceanic water),

поэтому стандарт называется SMOW, где содержание (%): H_2O_{16} - 99,73; HDO_{16} - 0,03 (тяжелая вода); H_2O_{18} - 0,20.

Главным фактором фракционирования изотопов водорода и кислорода является температура, поскольку "тяжелая вода" HDO резко отличается от обычной воды физическими свойствами: кипит при $101,4^\circ\text{C}$, замерзает при $+3,8^\circ\text{C}$; она ядовита для живых организмов и т.д. Пар (газовая фаза) всегда обогащается легкими изотопами, тогда как в равновесной с этим паром воде концентрируются тяжелые изотопы. Поэтому тяжелые изотопы Н и О преобладают в эвапоритах, рассолах, воде Мертвого моря и др. Наблюдается высокая положительная корреляция между содержаниями легких (или тяжелых) изотопов водорода и кислорода.

Легкими изотопами обогащены дождевая вода, снег и лед, т.е. конденсаты, прошедшие через газовую фазу. Легкие изотопы концентрируются в высокотемпературных гидротермальных растворах, прошедших через газовую (пневматолитовую) фазу, т.е. находившихся в надкритическом состоянии (более 400°C).

Изотопное фракционирование для изотопов Н и D. Определяется по формуле:

$$\delta D = \left(\frac{\left(\frac{D}{H} \right)_{np.}}{\left(\frac{D}{H} \right)_{cm.}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{‰}.$$

δD для океана = 0 (стандарт); для углистых хондритов +200; для соленых озер +5-15; для пород Луны -600; для дождевой воды -100; для льда Антарктиды -440; гидротерм -400; газа скважин -800(!).

7.2.2. $\delta^{18}\text{O}$. Фракционирование изотопов кислорода. Изотопное фракционирование для изотопов ^{16}O и ^{18}O . Определяется по формуле:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{np.}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{cm.}} - 1 \right] \cdot 1000 \text{‰}.$$

$\delta^{18}\text{O}$ для океана = 0 (стандарт); для хондритов +10, для пород Луны +5; магматических пород +20; для дождевой воды -10, для гидротерм -20; для льда Антарктиды -50.

Изотопный анализ водорода и кислорода льда, воды, минералов позволяет делать выводы о палеоклимате и температуре минералообразования. Например, изучение керна льда Антарктиды показало, что температура на Земле была относительно высокой 120-70 лет назад ($\delta^{18}\text{O} = -26\text{‰}$), затем она резко понизилась в интервале 65-15 тысяч лет назад ($\delta^{18}\text{O} = -40\text{‰}$). В результате оледенения Земли уровень Мирового океана 18-20 тыс. лет назад был на 120-150 м ниже современного уровня, шельф был сушей, и лед при этом мог бы покрыть всю Землю слоем мощностью около 100 м, превратив планету в ледяной шар («Ice Ball»), собирающий на своей поверхности триллионы тонн космической пыли, при

потеплении входящей в состав ЖМК. Очевидно, что старые представления о четырех оледенениях четвертичного периода (гюнц, миндель, рисс, вюрм) являются лишь грубым приближением к реальности (рис. 17).

Современный Океан затопил древнюю береговую линию и значительную часть шельфа. Возможно, что при этом исчезли остатки поселений кроманьонцев. Температура поверхности Земли снова начала повышаться 16-15 тысяч лет назад ($\delta^{18}\text{O} = -27\text{‰}$). Содержание дейтерия во льдах купола Антарктиды показывает, что постепенное потепление достигло нынешнего (голоценового) уровня около 11 тысяч лет назад.

Однако оно было прервано Арктическим возвратом холода (Дриасовый период) около 13,5-11,5 тысяч лет назад, возможным с падением на Аляске гигантской кометы. Выделяется также Аллередская эпоха потепления (11,4-10,8 тысяч лет назад). Можно утверждать, что температурный режим поверхности Земли весьма изменчив и причины этого явления, по-видимому, связаны с колебаниями излучения Солнца, что подтверждается заметным потеплением на Марсе, показателем чего являются гигантские оползни в ущелье Маринер.

По изотопии кислорода в кремневых конкрециях получены данные о температуре Мирового океана ($^{\circ}\text{C}$): для AR +70; PR + 52; PZ₁ +34; PZ₂ +20; T +35; P_g +17. Разработаны методики по определению температур минералообразования в гидротермах.

7.2.3. Фракционирование изотопов углерода $\delta^{13}\text{C}$. Стандарт PDB-арагонитовая белемнителла (В) из отложений формации PD (K₂) в Ю.Калифорнии США). Средняя распространенность изотопов в земной коре: $^{12}\text{C} = 98,893\%$; $^{13}\text{C} = 1,107\%$.

Фракционирование изотопов ^{12}C и ^{13}C определяется по формуле:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{пр}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{ст.}}} - 1 \right] \cdot 1000\text{‰}.$$

Определяющим фактором является окислительно-восстановительный потенциал: в восстановительной среде (метан, нефть, органическое в-во) накапливается ^{12}C (-); в окислительной (карбонаты) ^{13}C (+). ^{13}C (в промилле): арагонит из ростра белемнителлы PDB=0 (стандарт); метан -30-70; например, метан из залежей Черного моря имеет показатель -68, что однозначно указывает на его биогенное происхождение путем восстановления CO_2 водородом.

Показатель нефти -20-40; кальцит кэпроков -36 (аномалия для карбонатов, поскольку CO_2 возникла за счет окисления метана); растения, угли, сланцы -20-30; графит из конгломератов формации Исуа в возрасте 3,8 млрд. лет (древнейшие породы Земли) -15; углистые хондриты -4; CO_2 атмосферы -7 (кларк), карбонатиты -7, карбонадо и муассанит кимберлитов -25; алмаз кимберлитов -5-7; графит

кимберлитов (тр.Мир) -8; битум трубки Мир -20; алмазы эклогитов, россыней Урала, В.Саян, низовьев Лены -11-17-19; алмазы Попигайской астроблемы -13-19.

Для алмазов из кимберлитов разных регионов: США (Арканзас) -4,2; Конго -5,3; тр.Мир -7,5; тр.Айхал -7,7. В кристаллах алмазов центральные части обогащены легким изотопом (-17 - -9), краевые - тяжелым (-7 - -4), что указывает на увеличение активности кислорода в процессе их роста (аналогично ведут себя изотопы азота - от -5,8 в центральной части кристаллов до +13,4 во внешних зонах). Известняки от -2 до +2.

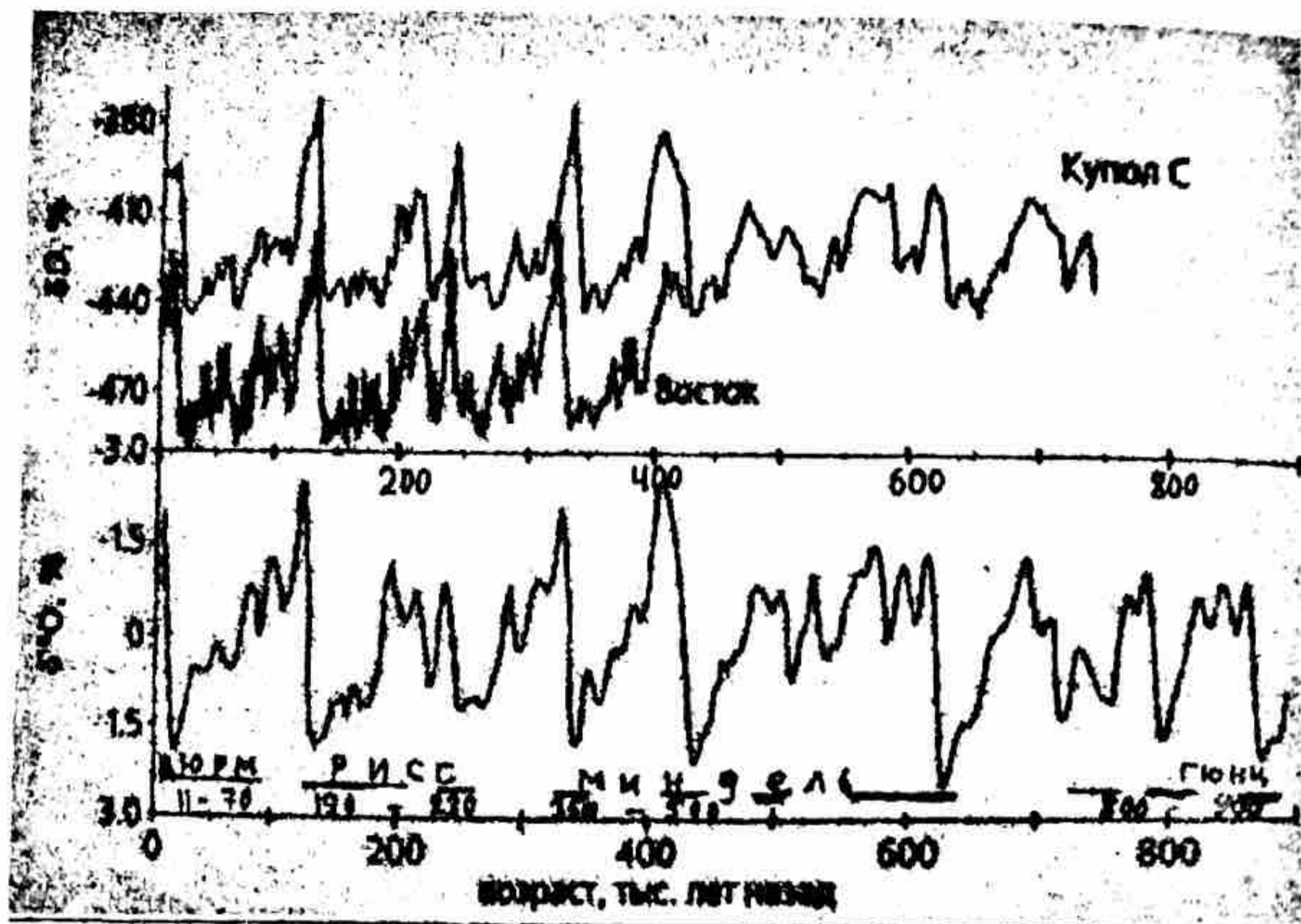


Рис. 17. Изотопия кислорода и водорода в кернах льда Антарктиды позволяет выделить многочисленные изменения климата четвертичного периода (голоцен и плейстоцен). Уменьшение содержания O^{18} и D соответствует похолоданию, увеличение – потеплению.

7.1.4. Фракционирование изотопов серы. $\delta^{34}S$. Стандарт CD, (Canyon Diablo). В качестве стандарта взят минерал троилит (FeS) из обломков железного метеорита в Аризонском метеоритном кратере (США). Относительная распространенность изотопов серы в земной коре (%): $^{32}S=95,1$; $^{34}S=4,3$; $^{33}S=0,74$; $^{36}S=0,016$. Фракционирование изотопов определяется по формуле:

$$\delta^{34}S = \left[\frac{\left(\frac{^{34}S}{^{32}S} \right)_{пр.}}{\left(\frac{^{34}S}{^{32}S} \right)_{ст.}} - 1 \right] \cdot 1000\text{‰}.$$

Определяющим фактором фракционирования является окислительно-восстановительный потенциал, в том числе связанный с деятельностью бактерий:

Открытие радиоактивности оказало огромное влияние на геологические исследования. Энергия радиоактивного распада позволила объяснить процессы тектогенеза, теплового режима Земли, наличие плеохроичных ореолов в минералах, явление метамиктности минералов и др. Радиоактивность дает уникальную возможность определять абсолютный возраст минералов и горных пород. Любопытно, что в конце XIX века знаменитый физик У. Томсон определил возраст Земли в 80 млн лет, а не менее знаменитый лорд Кельвин уменьшил его до... 20-40 млн лет.

8.1. Радиоактивные ряды урана и тория

Наиболее распространены радиоактивные ряды урана и тория:

1. $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + ^4\text{He}$ ($T/2 = 4,5$ млрд лет) + (^{230}Th (ионий), ^{226}Ra , ^{222}Rn , ^{214}Bi - главный γ -излучатель и др.).

2. $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + ^4\text{He}$ ($T/2 = 0,7$ млрд лет) + (^{231}Pa , ^{227}Ac , ^{223}Ra , ^{219}Rn , ^{211}Po и др.).

3. $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + ^4\text{He}$ ($T/2 = 10$ млрд лет) + ($^{228}\text{Ra, Ac, Th}$; ^{220}Rn , ^{216}Po и др.).

Если минерал представляет собой замкнутую систему, в которой не происходит потеря компонентов, то по соотношениям изотопов определяется его абсолютный возраст. Распространен уран-свинцовый метод определения абсолютного возраста, причем наиболее благоприятным и устойчивым минералом является циркон.

В 2000 году геохимики У. Пек и Дж. Велли (США) установили для зерна циркона размером 0,25 мм из конгломерата р-на Джек-Хиллс (Ю-З. Австралия) рекордно древний возраст - 4,4 млрд лет. (Этот циркон обогащен относительно мантии тяжелым изотопом ^{18}O , что указывает на возможное присутствие древнего Океана). Уран-свинцовый метод обычно используют для определения возраста пород древнее мезозоя.

8.2. Эффект «Окло»

В смеси изотопов урана ^{235}U составляет 0,72%. Однако в Габоне (Африка) на месторождении Окло были обнаружены мощные жилы урановой руды с резким дефицитом этого изотопа (0,3%). Здесь же присутствуют изотопы Xe, Nd, Sm, Ru, возникающие в современных атомных реакторах. Этот "эффект Окло" объясняют действием "природного реактора", который действовал в течение 500 тысяч лет примерно 1,8 млрд лет назад. Температура достигала 600°C, в природном реакторе "выгорели" тонны ^{235}U .

8.3. Калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста

РЯД $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$. В смеси изотопов K радиоактивный изотоп ^{40}K составляет 0,012%, причем 90% изотопа при β -распаде превращается в ^{40}Ca , а 10% с γ -излучением превращается в ^{40}Ar ($T/2 = 1,4$ млрд лет). Теоретические основы метода были разработаны советским ученым Э. Герлингом в 1943 году в осажденном фашистами Ленинграде. Для определения возраста обычно используют слюды - мусковит и флогопит, поскольку в них хорошо сохраняется радиогенный аргон. В биотите и калиевом полево шпате аргон сохраняется хуже.

Метаморфизм ведет к значительной потере аргона, поэтому калий-аргоновый метод обычно используют для определения возраста пород не древнее палеозоя. В измененных породах этим методом можно определить лишь возраст метаморфизма.

В процессе диагенеза осадочных пород иногда возникает зеленый минерал глауконит - калиево-железистый силикат из группы слюд. Это дает уникальную возможность определять абсолютный возраст глауконит-содержащих осадочных пластов, не пользуясь методами палеонтологии.

Для особо древних пород используются также методы:

8.4. Рубидий-стронциевый метод

$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ ($T/2=50$ млрд лет). Природный рубидий состоит из двух изотопов - стабильного ^{85}Rb (72,15%) и β -радиоактивного ^{87}Rb (27,85%). Эффективен для калиевых минералов (полевые шпаты и слюды) в породах архея-протерозоя, Луны и в каменных метеоритах.

8.5. Самарий-неодимиевый метод

$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ ($T/2=106$ млрд лет). Основан на α -распаде ^{147}Sm . Радиоактивного изотопа ^{147}Sm в природном самарии около 15%. Геохимические свойства самария и неодимия очень близки, что способствует сохранению равновесия в минеральной системе. Эффективен для древних кальциевых минералов (основные плагиоклазы, пироксены) в метеоритах, в породах архея, протерозоя, Луны

8.6. Рений-осмиевый метод

$^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$ ($T/2=45$ млрд лет). Основан на β -распаде ^{187}Re . Содержание рения достигает 2-3% в молибдените. Поэтому метод разработан только для молибденита (MoS_2), где весь осмий - радиогенный. Метод дает уникальную возможность определять возраст сульфидного оруденения.

8.7. Энергетика радиоактивного распада

Оценивается в соответствии с содержанием радиоактивных элементов в литосфере. Количество тепла (кал/год): $^{238}\text{U} - 172 \cdot 10^{18}$; $^{235}\text{U} - 7 \cdot 10^{18}$; $^{232}\text{Th} - 232 \cdot 10^{18}$; $^{40}\text{K} - 74 \cdot 10^{18}$. Парадокс: океаническая кора с малым содержанием радиоэлементов, излучает тепла больше, чем континентальная, обогащенная K, Th, U; причина парадокса неясна. Тепловой поток в архее вдвое превышал современный, поскольку 3 млрд лет назад содержание радиоактивных элементов в литосфере было значительно выше. Например, ^{235}U было в 18 раз больше, чем сейчас, а ^{40}K - в 5 раз больше.

8.8. Аэрогаммаспектрометрический метод поиска руд

Изучение спектрального состава гамма-излучения поверхности Земли
Позволило разработать гаммаспектрометрический метод поиска полезных ископаемых. Гамма-излучение легко фиксируется газонаполненными счетчиками Гейгера или кристаллическими детекторами на основе кристаллов NaI(Tl) . Поэтому аппаратура, установленная на самолетах или вертолетах, дает возможность вести аэрогеохимическую съемку с определением концентраций K,

Th, U в горных породах. При этом создаются карты концентраций этих радиоэлементов (в изолиниях), совместная интерпретация которых позволяет выделять рудоперспективные участки.

Методика обработки изложена выше и основана на выявлении зон с калиевой или ториевой радиогеохимической специализацией (K-РГС или Th-РГС), характеризующих типы гамма-излучения разных по составу окорудных метасоматитов. Значительное накопление в окорудных метасоматитах калия при низком содержании тория (K-РГС) выделяет зоны халькофильного - золото-серебряного, медно-молибденового и висмутового оруденения. Накопление тория на фоне выноса калия (Th-РГС) выделяет литофильные типы минерализации - оловянный, редкоземельно-ниобиевый, бериллиевый, а также кимберлиты, карбонатиты, бокситы, коры выветривания, монацит-цирконовые россыпи.

9. МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Термин "миграция", т.е. "передвижение" элементов был предложен А.Е.Ферсманом в 1923 году и прочно прижился в геологической литературе. Выделяются механический и физико-химический типы миграции

9.1. Механический тип миграции

Широко развит в Космосе (Галактики, звезды, планеты и др.). На Земле механический тип миграции отражает глобальные перемещения континентально-океанических плит при конвекции литосферы, движение магматических расплавов, вулканических лав, океанических течений, перемещений атмосферы, речной сток, движение ледников, денудацию континентов, дегазацию Земли и др.

В геологии имеет большое значение водно-ледниковый тип миграции: например, Русская платформа в значительной степени покрыта моренными отложениями и водно-ледниковыми суглинками, принесенными из Скандинавии. Реки ежегодно несут в мировой океан вместе с 39.000 км^3 воды еще 10 км^3 грунта, что ведет к необратимому уничтожению континентов. Лишь горообразовательные процессы (внутренняя энергия Земли) не дают Океану занять всю поверхность планеты.

Широко распространены золотые отложения. К ним относятся движущиеся пески Сахары и лессы Средней Азии и Китая, распространенные на миллионах км^2 и имеющие мощность до 200 м. Предполагается, что лессы перенесены ветром с севера, из Сибири. Размыв мягких лессовых толщ рекой Хуанхэ превращает прибрежные воды Желтого моря в жидкий грязевой раствор.

Механическая миграция сопровождается концентрацией полезных ископаемых в россыпях. Концентрируются золото, платина, олово, титан (ильменит и рутил), редкоземельные элементы (монацит), цирконий (циркон), а также драгоценные минералы (алмаз, рубин, сапфир, янтарь и др.).

9.2. Физико-химическая миграция

Имеет значительно более сложный характер, поскольку она является результатом взаимодействия многих факторов. Выделяются внутренние и внешние факторы физико-химической миграции. К внутренним относятся индивидуальные свойства атомов и ионов: строение атомов и их электронных оболочек, энергетические свойства ионов, способность к изоморфизму, радиоактивность и др.

Внешние факторы: температура, давление, концентрация ионов, степень ионизации растворов, концентрация водородных ионов (кислотность-щелочность), окислительно-восстановительный потенциал, наличие сорбционных и коллоидных систем, влияние биосферы и др.

Миграция элементов в геологии сильно зависит от типа окружающей среды. В первую очередь, это расплавы, растворы или газы, поскольку фазовое состояние определяет множество иных факторов.

9.2.1. Миграция в силикатном расплаве

Отражает снижение растворимости различных компонентов при понижении температуры. Первыми из магмы кристаллизуются высокотемпературные и низкокремнистые силикаты магния и железа (оливин, ромбический пироксен). Поэтому дифференциация идет в направлении накопления в остаточном расплаве (или поздних вышлавках) кремнезема и щелочных элементов. Рудный процесс на магматической стадии связан с ликвацией: разделением расплава на силикатный и хромитовый или силикатный и сульфидный расплавы.

9.2.1.1. Ультраосновные породы. Ликвация расплава проявляется в выделении вкрапленных, жильных или пластовых залежей хромовой руды в виде хромшпинелидов, тугоплавких минералов с температурой плавления 1600 – 1800⁰С совместно с платиноидами, где ведущую роль играют платина, иридий, осмий. Температура плавления дунитового расплава тоже высокая – около 1800⁰С, но хромит с плотностью 4,5 образует донные залежи внутри массивов силикатного расплава.

9.2.1.2. Габбро-нориты. Здесь важна роль серы, способствующей концентрации многих халькофильных элементов в виде сульфидов. Особенно богатое оруденение возникает при контаминации расплава серой из вмещающих осадочных гипсоносных пород (в Норильске – пермские гипсоносные толщи с накоплением тяжелого изотопа ³⁴S). При этом выделяется масса сульфидного расплава пентландит-халькопиритового состава с высоким содержанием халькофильных элементов, в числе которых - медь, никель, железо, кобальт, платиноиды с преобладанием палладия с платиной, рутением, родием а также золото и серебро. Сера в базитах обычно изотопно легкая, но в рудах Норильска она обогащена ³⁴S. В данном случае сера выступает, как мощный экстрактор, способствующий концентрации халькофильных элементов в составе сульфидного

расплава, вместо того, чтобы быть рассеянными в силикатной магме, оливине и пироксене.

9.2.1.3. Гранитные пегматиты. Миграция редких и рассеянных элементов связана с процессом концентрации при температуре около 700°C в остаточном расплаве гранитных массивов редких элементов с аномально большими (K, Rb, Cs) или малыми (Be, B, Li) ионами в сочетании с TR, Y, Zr, Hf, Ta, Nb т.е. с элементами, изоморфная растворимость которых в главных породообразующих минералах гранитоидов крайне мала. Кислая среда гранитных пегматитов способствует кристаллизации собственных минералов бериллия, тантала-ниобия, лития, цезия.

Возникновение пегматитовых жил возможно лишь при образовании трещин внутри массивов или в их экзоконтактной зоне. Трещины возникают за счет напряжений в твердых породах, остывших до 700°C, при уменьшении их объема при остывании, а также при тектонических подвижках.

Заполнение трещин остаточным расплавом связано с тем, что трещины являются зонами вакуумирования. Поскольку давление флюидов внутри массива достигает 3-5 килобар, а температура превышает 400°C, водный флюид является надкритическим. Градиент давлений в данном случае очень велик и трещины заполняются мгновенно, "всасывая" из застывающего расплава высокоподвижные компоненты - H₂O, CO₂, Cl, F и низкоплавкий остаточный расплав, обогащенный летучими элементами (B, P), щелочами (K, Na, Li, Rb, Cs), редкими металлами (Be, Zr, Hf, TR, Y, Nb, Ta).

9.2.1.4. Мусковитовые пегматиты приурочены к гнейсовым толщам, где значительную роль играли летучие - CO₂, H₂O, F, обусловившие повышенную кислотность флюида, перекристаллизацию первичных минералов, гидролиз микроклина и кристаллизацию слюд. Пегматитовые поля приурочены к высокотемпературным структурам хрупких и пластических деформаций вмещающих пород, где проявлены сдвиги, растяжение, отслаивание, особенно часто проявленные в складчатых гнейсовых толщах.

9.2.1.5. Щелочные сиенит-пегматиты генетически связаны с сиенитами и нефелиновыми сиенитами; т-ра их кристаллизации - около 600°C. В них концентрируются практически тех же редкие элементы, что и в гранитных пегматитах, однако высокая щелочность остаточного расплава заметно меняет минералогический состав, поскольку амфотерные элементы (Al, Be, Ti, Zr и др.) проявляют свои анионные свойства и занимают позицию кремния.

Цезий, литий, рубидий в щелочных пегматитах обычно не образуют собственные минералы, а рассеиваются в слюдах, амфиболах, астрофиллите и др.; титан и цирконий входят в составы титано- цирконосиликатов, таких как эвдиалит, ловенит и др.; бериллий входит в состав нефелина, замещая кремний и образует редкие минералы, например, чкаловит Na₂(BeSi₂O₆), где бериллий полностью входит в анионную группу.

Редкоземельные элементы цериевой группы, ниобий, торий и уран в значительных количествах концентрируются в лопарите, иногда образуя крупные рудные залежи (Ловозерский массив), а кальций, фосфор и редкие земли - в составе мощных залежей апатита (Хибинский массив). Уникальной редкометальной минерализацией характеризуются щелочные пегматиты Южного Урала - знаменитый Ильменский государственный заповедник и Вишневые горы. Много редкометальных и редких минералов описано нами в щелочных пегматитах и фенитах массива Бурпала в Северном Прибайкалье.

9.3. Миграция в гидротермальном процессе

9.3.1. Флюиды в расплавах. Эксперименты показали, что силикатный расплав растворяет до 4 мас.% воды, а также многие летучие элементы. Растворимость флюида возрастает с увеличением содержания щелочных элементов. Это означает, что в одном кубическом километре силикатного расплава содержится 50-60 миллионов тонн воды, более половины которой выделяется при охлаждении в виде пара. Средний батолит насчитывает несколько тысяч км³ расплава. При охлаждении он выделяет примерно 30 кубических километров воды, что превышает объем Рыбинского водохранилища!

В то же время тепловое поле батолита активизирует во вмещающих породах еще десятки кубических километров растворов различного происхождения. В приконтактной зоне батолитов температура достигает 700⁰С, растворы имеют надкритический характер и содержат много кислот.

Надо иметь в виду, что расплав выделяет при охлаждении и снижении давления не воду, а сложный по составу водно-солевой раствор, находящийся в особом состоянии - надкритическом. Геологи называют эту систему «флюид». Свойства воды этот раствор приобретает лишь при охлаждении до 374 - 400⁰С, обычно на удалении 2-4 км от батолита. Растворимость элементов в надкритическом флюиде выше, чем в обычном растворе и еще недостаточно изучена.

9.3.2. Кислоты во флюидах. Непосредственные наблюдения вулканологов показывают, что при охлаждении и кристаллизации лавы различного состава выделяется огромное количество газов. Очень важно, что высокотемпературные флюиды обычно носят кислотный характер. Например, на Аляске в долине в 1912 году взорвался вулкан Катмай. Экспедиция американского вулканолога Григтса в 1919 году увидела в районе вулкана некогда глубокую (до 200 м) и широкую (2-3 км) речную долину длиной десятки км, полностью засыпанную пеплом и лавами. Григтс назвал место, где когда-то текла река Укак, долиной "Десяти тысяч дымов", потому что из пепла с ревом вырывались горячие газы. Он подсчитал, что только за год здесь выделились с парами воды 1,25 млн т HCl и 0,2 млн т HF.

Анализы газов, сопровождавших извержение андезито-базальтов Толбачинского вулкана (Камчатка), показали, что конденсирование летучих в докритической области воды (T=350⁰С, P=250 бар) привело к формированию

водного раствора с резко кислой реакцией ($\text{pH}=1,2$), восстановительными свойствами ($E_h = -0,7$), при содержании в растворе (в молях): $2,3 \text{ H}_2\text{CO}_3$; $0,6 \text{ NH}_4\text{OH}$; $0,2 \text{ HCl}$, $0,07 \text{ H}_2\text{SO}_4$; $0,04 \text{ HF}$. Как правило, после извержений лес и растительность гибнут от высокой кислотности воды.

9.3.3. Метасоматоз. Критические точки для чистой воды – 374°C и 220 бар. Это означает, что при температуре выше 400°C и на глубине более 2,5 км вода представлена легким надкритическим флюидом, плотность которого около $0,5 \text{ г/см}^3$. Роль надкритического водного флюида с его высокой растворяющей способностью особенно велика вблизи контактов осадочных или вулканических толщ с крупными интрузивными телами. Именно здесь возникают метасоматиты - гидротермально-пневматолитовые контактно-измененные породы, из которых наиболее известны грейзены и скарны.

Метасоматозом в геологии называется замещение одних горных пород другими. Этот процесс постоянно наблюдается в геологических процессах, когда под действием изменившихся условий одна ассоциация минералов становится неустойчивой и сменяется другой, устойчивой в данной среде.

9.3.4. Грейзены. «Грейзен», т.е. «серый», древнегерманское слово, обозначавшее у немецких горщиков измененные граниты, в которых содержался касситерит, руда для получения олова и бронзы. Эти грейзены Рудных гор в Германии и Чехии состояли из кварца, шиннвальдита (литиево-железистая слюда), топаза, флюорита, турмалина, апатита, берилла с касситерит-вольфрамитовым и редкоземельно-бериллиевым оруденением.

Грейзеновый тип изменения пород может видоизменяться. Например, на Среднем Урале на десятки километров тянутся грейзены, возникшие в контактной зоне гранитов, внедрившихся в ультрабазиты. Здесь граниты в условиях обилия магния и железа в дунитах создают пегматоидные тела в рассланцованных поздней тектоникой слюдитах флогопит-биотитового состава с берилл-хризолит-фенакитовой минерализацией в сопровождении флюорита, топаза, апатита, реже – альбита, но не калиевого полевого шпата, неустойчивого в кислой среде. Обилие хрома (из дунитов) создает уникальную травяно-зеленую окраску уральских изумрудов или александритов. Похожие слюдиты известны также в ЮАР, Индии, Австрии.

В грейзенах возникает характерная ассоциация минералов, отражающая особенности анионного состава привнесенных гранитами флюидов первой (или ранней) волны кислотности, связанной с кислотными газами, выделенными застывающим интрузивом: хлор, фтор, бор, фосфор, сера. Эти элементы создают сильные кислоты, которые быстро нейтрализуются и исчезают, унося щелочи и щелочноземельные металлы. Поэтому грейзены рассматриваются, как приконтактные зоны кислотного выщелачивания.

Они возникают при взаимодействии кислотных флюидов, выделяемых гранитоидами, с вмещающими глинистыми или магматическими породами, где высока концентрация кремнезема, глинозема, щелочей. Нейтрализация кислых

флюидов идет за счет выноса щелочей и щелочноземельных элементов. Кремнезем и глинозем остаются в виде "нерастворимого остатка". Типичное оруденение грейзенов - оловянно-вольфрамовое, с бериллием и редкоземельными элементами. Оно создается из кислых растворов на щелочном барьере, при нейтрализации кислот. Температура грейзенизации высокая: 600 – 350⁰С.

9.3.5. Скарны. Термин «скарн» возник у шведских горняков, которые называли так безрудные «пустые» породы, состоявшие из граната, пироксена, амфибола и хлорита. Скарны возникают на контакте известняков и доломитов с гранитоидами. В результате возникают породы, которые являются реакционными зонами взаимной нейтрализации высокощелочных магнезиальных или кальциевых растворов с кислотными растворами гранитоидов.

Разность концентраций ионов Ca-Mg в карбонатах и Si-Al в магматических породах в сочетании с кислотными флюидами интрузивов ведет к биметасоматозу: встречной диффузии ионов, уравниванию их концентраций. Возникает гибридная порода - скарн, где характерными минералами являются диопсид, гроссуляр, флогопит, апатит, скаполит, кальцит. По составу различают известковистые и магнезиальные скарны.

Щелочная среда легкорастворяемых карбонатных пород - мощный геохимический барьер для многочисленных элементов, переносящихся в кислых растворах. Типы оруденения, связанные со скарнами - магнетитовые, полиметаллические (медно-свинцово-цинковые), вольфрамовые (шеелит) руды. На Алдае известны магнезиальные бороносные скарны с людвицитом в ассоциации с флогопитом и черной шпинелью. На Памире разрабатываются магнезиальные клиногумит-форстерит-серпентиновые скарны с благородной малиново-красной шпинелью, маргаритовые скарны (по прослоям бокситов) с рубином. Известны бериллоносные скарны с гельвином.

9.3.6. Гидротермальные растворы. Собственно гидротермальные растворы устойчивы при более низкой температуре и давлении меньше 220 бар, т.е. на глубине менее 2,5 км и температуре ниже 400⁰С, часто на значительном удалении от интрузий. Фазовый переход из надкритического состояния в жидкость сопровождается изменением растворимости рудных компонентов и, видимо, падением давления за счет увеличения плотности водного раствора по сравнению с надкритическим флюидом, у которого плотность ниже плотности воды и составляет всего около 0,5г/см³.

Кислотный характер высокотемпературного флюида и рудоносных растворов определяется в значительной мере обилием летучих кислотообразующих элементов. В результате бесчисленные рудные месторождения разного возраста, на разных континентах в главных чертах очень сходны. Это значит, что в природе действует единый и простой механизм рудообразования.

Ионная форма миграции рудных компонентов при формировании месторождений обусловлена, главным образом, кислотностью рудоносных

растворов за счет примеси массы кислот. Миллионы тонн HCl , HF , H_3PO_4 , H_3BO_3 , H_2S , H_2CO_3 выделяются из вулканических лав на поверхности или из остывающих интрузивов на глубине. Кислотность воды в районах действующих вулканов достигает pH 1-2.

Кислотные анионы накапливаются во многих минералах высокотемпературных метасоматитов – много фтора в топазе, флюорите, апатите, слюдах; много хлора – в составе газовой-жидких включений или в структурах апатита, скаполита, амфиболов; бор накапливается в турмалине, людвигите и прочих боратах. Металлы переносятся в виде хлоридных, фторидных, боратных, гидрокарбонатных, сульфатных, сульфидных соединений и комплексов. В условиях глубинного рудопереноса поведение разных кислот различается, что разделяет их во времени и определяет три последовательных волны кислотности с разным набором кислот.

Первая волна кислотности с хлором, фтором, фосфором и бором формирует высокотемпературные месторождения с низкокальциевыми метасоматитами – грейзенами и скарнами. Нейтрализация этих высокодиссоциированных и химически очень активных и поэтому короткоживущих кислот сопровождается рудоотложением литофилов (Be , Sn , W , TR) в слабокислой среде, на щелочном барьере, с выносом Na , K , Ca , Mg , CO_2 .

Короткоживущие кислоты порождают огромное количество высокоподвижной CO_2 , кислотная роль которой проявляется на значительном (километры) удалении от интрузива и при более низких температурах. С углекислотой мы связываем вторую волну кислотности, отражающую особенности углекислоты: до 400°C она инертна в водных растворах и диссоциирует лишь при понижении температуры и при сравнительно высоком давлении водного столба на глубине 1,5 – 2 км. Об устойчивости угольной кислоты свидетельствует высокая концентрация CO_2 , достигающая в рудоносных растворах сотен г/л (по данным изучения газовой-жидких включений в жильном кварце, флюорите, топазе).

9.3.7. Геохимические барьеры. Для геохимии гидротерм особенно важны условия физико-химического переноса элементов в ионном состоянии, т.е. в растворе, а также факторы, влияющие на осаждение компонентов из раствора (геохимические барьеры). В 1961 г А.И.Перельман предложил получивший широкое распространение термин "геохимический барьер". Под геохимическим барьером понимают область, где в относительно коротком интервале пространства-времени резко уменьшается миграционная способность элементов.

Выделяют многочисленные типы геохимических барьеров, из них важнейшими являются барьеры окислительный, восстановительный, сероводородный, щелочной, кислотный, сорбционный и др. Окислительный и восстановительный барьеры характерны для элементов с переменной валентностью. Например, на окислительном барьере оседает из растворов трехвалентное железо, на восстановительном - четырехвалентный уран,

на серовородном – халькофильные элементы, причем осадителем может быть не только сероводород, а ион S^{2-} в сочетании с натрием, калием, аммиаком.

Щелочные барьеры имеют в геологии огромное значение, поскольку с ними связаны процессы рудоотложения литофильных и халькофильных элементов. Щелочными барьерами являются легкорастворимые карбонатные породы, превращаемые в скарны. Натриевый метасоматоз широко развит в гранитоидах и сиенитах, он проявляется в альбитизации и сопровождает редкометально-редкоземельное оруденение с ураном, торием, РЗЭ, ниобием, танталом, цирконием, гафнием, скандием. Калиевый метасоматоз связан с вулканитами, субвулканическими интрузиями и проявляется в серицитизации и гидротермальной калишпатизации, когда КПШ представлен микроклином или адуляром.

Полевые наблюдения С.И.Набоко показали, что в зонах адуляризации в кипящих источниках Новой Зеландии или в огромной кальдере Узон на Камчатке адуляр образуется из высокощелочных натриево-калиевых растворов при $pH = 10$ и более, причем, чем щелочнее раствор, тем активнее калий входит в состав адуляра. В итоге адуляр выпадает из содовых рассолов, если в них имеется хоть небольшая примесь калия.

Очень важно, что на калиевых щелочных барьерах отлагаются руды халькофильных металлов – золото, серебро, молибден, висмут, медь. Накопление гамма-излучающего изотопа калия-40 позволяет вести дистанционный поиск рудных месторождений с воздуха, методом аэрогаммаспектрометрии.

Именно таким путем образуется подавляющее количество пневматолито-гидротермальных месторождений полезных ископаемых в интервале температур от $600^{\circ}C$ и ниже. Источником тепловой энергии при гидротермальном процессе являются, главным образом, крупные интрузии гранитоидной магмы; поэтому большинство гидротермально-пневматолитовых месторождений расположено в мощном многокилометровом тепловом ореоле батолитов, нередко скрытых на глубине (не выявленных эрозионными процессами), что осложняет выявление генетической связи оруденения с интрузиями и создает ложные представления о роли метаморфических процессов в рудообразовании.

Проведение глубинной геофизической съемки (гравитационной и магнитометрической) в сочетании с глубоким бурением свидетельствует о том, что рудные объекты различных типов неизменно проектируются на контуры глубинных батолитовых массивов. Эта закономерность характерна для крупных золото-серебряных и уран-вольфрамовых месторождений районов Мурунтау и Бельтау-Кураминского вулcano-плутонического пояса в Средней Азии, для золоторудного месторождения Сухой лог на Патомском нагорье в Восточной Сибири и др.

Для реализации рудного процесса в тепловом поле батолитов необходимо наличие разломов, создающих зоны пониженного давления, где происходит концентрация водно-газовых флюидов, выщелачивающих, переносящих и вновь

отлагающих рудные компоненты. Таким образом, тектоника в экзоконтактах массивов решает "проблему пространства" - создает локальные участки пониженного давления, куда "всасываются" рудоконцентрирующие флюиды из застывающих интрузивов и активизированных нагревом вмещающих пород.

9.3.8. Три волны кислотности. В гидротермально-пневматолитовом процессе механизм рудопереноса и рудоотложения, по нашему мнению, включает **ТРИ ГЛАВНЫХ ВОЛНЫ КИСЛОТНОСТИ**, причем роль каждой из них заключается в активизации и переносе в ионном состоянии собственно рудных компонентов. Отложение рудных минералов происходит при снижении растворяющей способности кислых растворов в процессе их **НЕЙТРАЛИЗАЦИИ И ОЩЕЛАЧИВАНИЯ**.

Первая высокотемпературная волна кислотности проявляется обычно в экзоконтакте интрузивов и определяется активностью высокодиссоциированных, высокоактивных и поэтому "короткоживущих" кислот, где ведущую роль играют хлор, фтор, бор, фосфор в форме HCl , HF , H_3PO_4 , HBF_4 (тетрафтороборная кислота, еще более активная, чем плавиковая). Нейтрализация первой волны кислотности за счет ее взаимодействия с карбонатами или глинистыми породами сопровождается ощелачиванием и осаждением рудных компонентов из раствора. При этом возникают характерные высокотемпературные метасоматиты - рудоносные скарны и грейзены.

Вторая волна кислотности в значительной мере определяется высокой концентрацией CO_2 и H_2S , "долгоживущих" кислот с низкой степенью диссоциации, активность которых относительно низка и увеличивается при температуре ниже 300°C . С нейтрализацией и резким ощелачиванием растворов второй волны кислотности связано образование среднетемпературных метасоматитов - высококалиевых фаций вторичных кварцитов.

Третья - поздняя и низкотемпературная волна кислотности наиболее характерна для вулканических областей; она связана с окислением сероводорода в близповерхностных условиях и появлением активной серной кислоты, превращающей туфо-лавы в монокварцитовые и кварц-алунитовые метасоматиты.

Отражением процессов нейтрализации кислот **ПЕРВОЙ ВОЛНЫ КИСЛОТНОСТИ** является возникновение в экзоконтактах гранитоидных интрузивов высокотемпературных метасоматитов - грейзенов и скарнов, в которых резко повышена концентрация фтора за счет таких минералов, как топаз, слюды, апатит, флюорит. Бор входит в состав турмалина, людвигита (борат железа), боратов магния и кальция. Фосфор входит в состав апатита. Нейтрализация раствора сопровождается увеличением активности щелочей, что находит отражение в высокотемпературной альбитизации (в слабокислой среде) и калишпатизации (в щелочной среде).

Следует подчеркнуть, что наиболее важным кислотообразующим элементом является хлор, однако это - "элемент-призрак", о его былой роли и высокой концентрации можно судить преимущественно по составу газово-жидких

включений, содержащих рассолы NaCl и KCl. Иногда о присутствии хлора свидетельствует состав таких хлорсодержащих минералов скарнов и грейзенов, как хлорапатит, амфиболы (дашкесанит), слюды, скаполит. Роль хлора - в том, что хлориды почти всех металлов являются высокорастворимыми соединениями. Поэтому практически все рудные компоненты в той или иной степени переносятся в виде хлоридов или комплексных соединений с хлором.

В рудопереносе и рудоотложении значительна также роль H_2S ; характерно обилие CO_2 . Однако при высокой температуре (более $300^\circ C$) CO_2 инертна, поскольку не растворяется в воде, не влияет на кислотность растворов и поэтому ее геохимическая роль в первой волне кислотности незначительна.

9.3.9. Гидротермальные жилы. Источник руд W, Mo, Sn, Bi, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, U, Au, Ag, Sb, Hg, As, Ba. Собственно гидротермальный процесс начинается при температуре ниже $400^\circ C$ и давлении ниже 220 бар. Высокотемпературные гидротермалиты, судя по ассоциациям таких минералов, как топаз, флюорит, турмалин, мусковит, апатит и др. еще содержат диссоциированные кислоты, но при температуре ниже $300^\circ C$ в качестве главного носителя кислотности выступает CO_2 . Об этом свидетельствует высокая концентрация углекислоты в газожидких включениях, достигающая сотен г/л. Нейтрализация кислотных растворов сопровождается образованием так называемых "пропилитов" или "вторичных кварцитов", т.е. метасоматитов, закономерно меняющихся по составу с глубиной и характерных для вмещающих пород гидротермальных месторождений.

9.3.10. Вертикальная зональность метасоматитов отражает эволюцию гидротермального раствора от кислого до высокощелочного, причем главным индикатором увеличения щелочности является накопление калия в составе гидротермального микроклина - адуляра. Соответственно, глубинные низкокалиевые натриевые эпидот-хлорит-альбитовые метасоматиты, сопровождающие редкометалльную минерализацию литофильного типа (олово, вольфрам, бериллий и др.) сменяются с приближением к поверхности все более высококалиевыми кварц-гидрослюдистыми, кварц-серицитовыми, кварц-серицит-адуляровыми метасоматитами, сопровождающими халькофильное оруденение (золото, молибден и др.) (рис.18). Обычно эти метасоматиты относят к формации вторичных кварцитов, сопровождающих рудоотложение.

Надрудные фации формации вторичных кварцитов связаны с «третьей волной кислотности», когда поверхностные воды вызывают окисление сероводорода. Серная кислота в растворе приводит к глубокой проработке вмещающих пород (эффузивных, интрузивных, осадочных) и появлению монокварцитовой и алунитовой фаций, иногда с баритом на сульфатном барьере. Такая зональность типична для десятков месторождений и рудопроявлений золота и серебра в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, глобальной структуре мелового возраста с относительно слабо проявленной эрозией.

Наблюдения в кальдере "Узон" (Камчатка), в современных гидротермалитах Новой Зеландии и других районов показывают, что адуляр

возникает лишь в резко щелочном растворе при pH более 9. Очевидно, что масса халькофильных рудных металлов переносится в растворенном виде в кислых растворах и выпадает на сероводородном барьере при нейтрализации и ощелачивании кислых гидротерм - за счет выделения углекислоты из раствора при понижении давления.

9.3.11. Роль углекислоты в рудопереносе и рудоотложении. В качестве "диспетчера" рудоотложения выступает давление, контролирующее концентрацию CO_2 в растворе. В свою очередь, концентрация CO_2 определяет pH растворов, состав околорудных метасоматитов и появление рудных зон (рис. 18) с радиоактивной специализацией по калию (с золотом, серебром и другими халькофилами) или по торию (с оловом, редкими металлами и другими литофилами).

Анализы жильного кварца с золотосеребряных месторождений Северо-Востока РФ и Кураминского хребта (Узбекистан), сформированных в интервале $170-300^\circ\text{C}$, показали, что высокое содержание CO_2 характерно для безрудного кварца в краевых частях жил и составляет здесь до 5 моль/кг, т.е. более 200 г CO_2 на 1 кг рудообразующего раствора. Концентрация углекислоты сохраняет кислотность рудоносных растворов, несмотря на высокое содержание в растворе натрия и калия.

Кислый раствор способствует сохранению растворимых соединений золота в форме $\text{HAuCl}_3(\text{OH})$, где Au^{3+} и HAuCl_2 , где Au^+ . Возможно присутствие в гидротермах также хорошо растворимых двойных солей золота типа $3(\text{K},\text{Na})_2\text{S Au}_2\text{S}$, устойчивых в кислых сероводородных растворах при pH меньше 5 и в температурном интервале $170-250^\circ\text{C}$.

При снижении давления взрывообразно выделяется CO_2 , ощелачивается богатый натрием и калием рудоносный раствор, распадаются комплексные хлоридно-сульфидные соединения и золото восстанавливается до самородного металла, а серебро и другие рудные металлы отлагаются в виде сульфидов на сероводородном барьере.

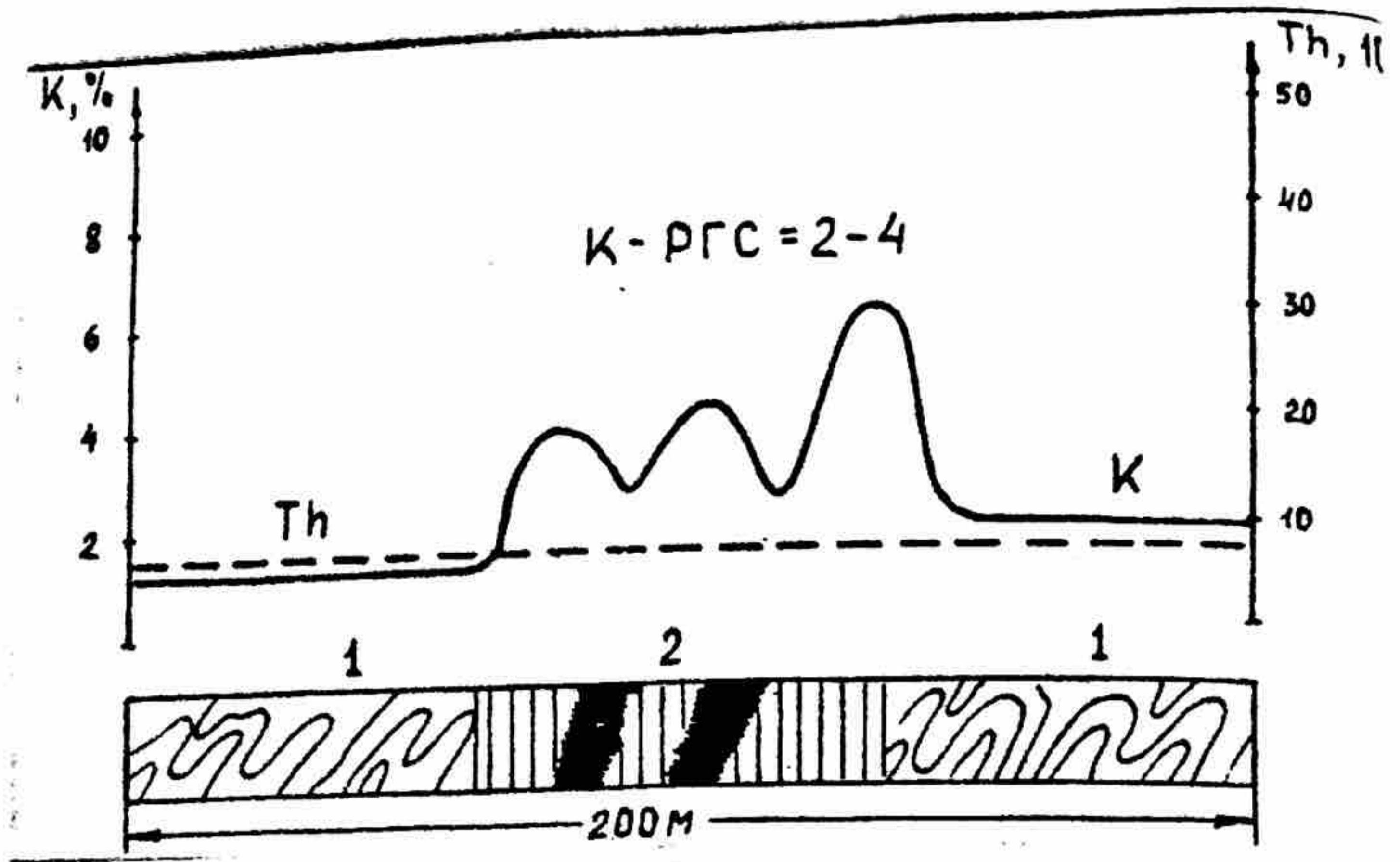


Рис.18. Оруденение с Au-Ag в черных сланцах (1): в серицитовых метасоматитах (2) накапливается К (без Th) и появляется К-РГС. Мурунтау (Средняя Азия)

Этот процесс находит отражение в изменении состава газовой-жидких включений в кварце центральных частей жил, где идет отложение золота и арсентита (акантита) (Ag_2S). Жидкие включения в кварце в тесном срастании с золотом и серебром не содержат углекислоту, но зато здесь резко повышена концентрация щелочей, возможно, в форме KOH , $NaOH$, $LiOH$. Эти данные свидетельствуют о том, что перенос золота и серебра и отложение безрудного кварца происходили в кислой среде, а кристаллизация золота и арсентита шла из резко щелочных растворов, потерявших кислотность при уходе CO_2 .

В зоне рудоотложения из гидротермальных растворов взрывообразно выделяется огромное количество углекислоты. По нашим подсчетам, при формировании крупного золоторудного месторождения Кубака с запасами более 100 тонн золота (Омолонский массив), осложненный верхнемеловыми структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По нашим данным, возраст золотоносных адуляритов – 125 млн лет (К-Аг метод). Взрывающиеся при вскипании растворы выбросили 500 тыс. т CO_2 , сжатой при давлении 700 - 1000 бар и занимающей в нормальных условиях объем до $0,25 \text{ км}^3$. Для сравнения заметим, что "взрывающаяся" при откупоривании бутылка с шампанским выбрасывает лишь 10 г CO_2 объемом около 5 л, растворенной в вине под давлением около 5-7 бар.

ТИПЫ ПОРОД	К %				Th, 10 ⁻² %				P/C
	2	3	4	5	5	10	15	20	
РВУЩЕ ТЕЛА С КОНГЛОМЕРАТОВИДНОЙ ТЕКСТУРОЙ									Th
МОНОКВАРЦИТЫ									-
КВАРЦ-КАОЛИНИТ-АЛУНИТОВЫЕ									Th
КВАРЦ-КАОЛИНИТОВЫЕ									Th
КВАРЦ-СЕРЦИТ ГИДРОСЛАБИСТЫЕ									К
КВАРЦ-АДУЛЯР-СЕРЦИТОВЫЕ									К
КВАРЦ-АДУЛЯРОВЫЕ									К
КВАРЦ-СЕРЦИТ-АДУЛЯРОВЫЕ									К
КВАРЦ-АЛЬБИТ-СЕРЦИТОВЫЕ									-
КВАРЦ-АЛЬБИТ-ЭПИДОТОВЫЕ ПРОПАНТЫ									Th

Рис.19. Вертикальная зональность метасоматитов золото-серебряных м-ний Охотско-Чукотского и Бельтау-Кураминского вулканоплутонического поясов. К, Au, Ag накапливаются в метасоматитах зоны ощелачивания кислых рудоносных растворов, при потере CO₂. Th выносится в щелочных растворах в надрудные зоны и накапливается в кислой среде при алунизации и каолинизации

Детальная разведка позволила выявить удивительную структуру этого месторождения, которую мы предложили называть «структурой развернутой синги». Здесь бурением вскрыт линейный тектонический разлом, 125 млн. лет назад заполненным рудным раствором. На глубине около 700 м (с учетом эрозийного среза) давление снизилось до 100-150 атм., и раствор стал вскипать с мощными взрывами, выбрасывая углекислоту и формируя в сфере взрывного действия серии радиально ориентированных плоскостей разрыва, заполненных рудоносными жилами кварц-адулярового состава (рис.20).

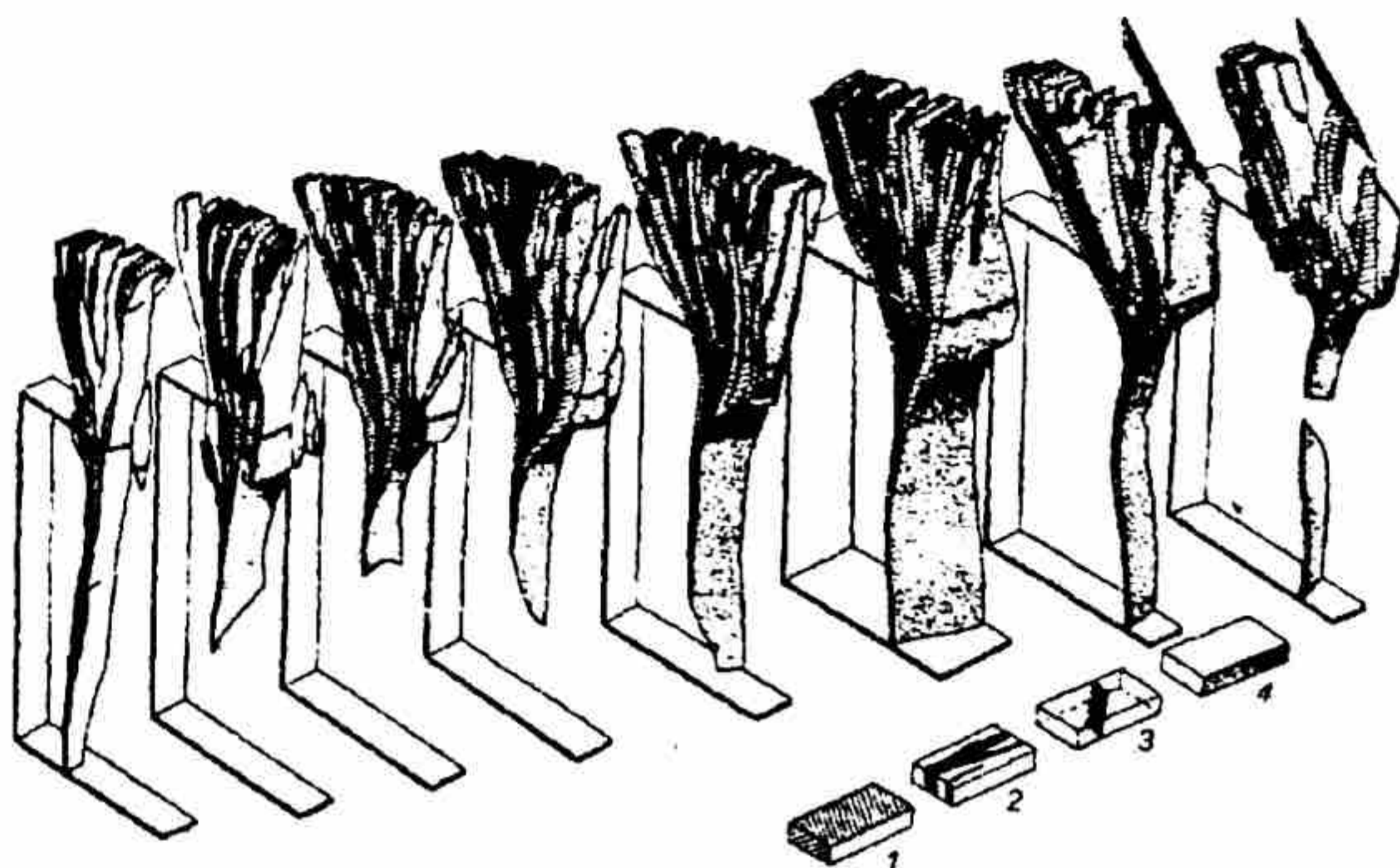


Рис.20. Структура «развернутой книги». М-е Кубака, С-В России.
Взрывное действие углекислоты гидротерм при снижении давления

Учитывая высокую степень сжатия CO_2 в гидротермальных растворах, этот газ можно рассматривать, как взрывчатое вещество, сходное по работоспособности с черным порохом. Подземные взрывы, сопровождающие выделение CO_2 из растворов при понижении давления, создают зоны брекчирования и трещиноватости, которые геологи обычно объясняют тектоническими процессами. В действительности именно углекислота в значительной мере формирует трещинные структуры рудного поля, т.е. проницаемые зоны пониженного давления, заполняемые рудоносными растворами и кварцевыми жилами.

Состав газовой-жидких включений свидетельствует, что рудоперенос на большинстве гидротермальных месторождений обусловлен **ВТОРОЙ ВОЛНОЙ КИСЛОТНОСТИ**, связанной с высокой концентрацией CO_2 , достигающей сотен г/кг раствора. Ощелачивание раствора, распад при этом устойчивых в кислой среде комплексных хлоридно-гидросульфидных соединений Mo , V , Au , Ag , Cu и рудоотложение происходят при потере CO_2 и сопровождаются возникновением калиевых кварц-серицит-калишпатовых щелочных метасоматитов.

Третья волна кислотности. Связана с окислением H_2S при смешении гидротерм с кислород-содержащими поверхностными водами и возникновением H_2SO_4 . Из кислых растворов при $120-150^\circ\text{C}$ выделяются киноварь, реальгар, аурипигмент. На сульфатном геохимическом барьере отлагается барит. Нейтрализация «отработанного» гидротермального раствора сопровождается

возникновением близповерхностных алунитовых и монокварцитовых метасоматитов. В водном сульфате алуните связываются калий и алюминий вмещающих пород. Монокварцитовые метасоматиты возникают за счет окремнения известняков или выноса из окружающих пород всех элементов, кроме кремния.

Энергия гидротерм также расходуется на окатывание ранних генераций минералов, создавая глубинные конгломератовые текстуры характерные для флюоритовых, колчеданных, оловянных месторождений и описанные нами на золоторудных месторождениях Средней Азии. Особенно четко они проявлены в кварц-пиритовых галечниках гигантского золотоуранового месторождения Витватерсранд, где добыта треть всего золота Земли (Портнов, 1980, 1997, 2013).

Представление о глубинном происхождении золото-урановых руд Витватерсранда позволяет объяснить многочисленные загадки и парадоксы месторождений этого типа. Глубинные конгломераты, свидетельствующие о "подземных реках" и мощных конвекционных гидротермальных потоках, наблюдаются также на колчеданных, оловянных и флюоритовых месторождениях.

10. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

10.1. Геохимические аномалии

Фонд месторождений полезных ископаемых, которые выходят на поверхность Земли и могут быть обнаружены пешеходными геологическими маршрутами, практически исчерпан. Однако глубинные рудные зоны трассируются на поверхности геохимическими аномалиями – повышенными концентрациями таких элементов, как медь, цинк, свинец, золото, серебро, олово, уран и др.

О рудоперспективной ситуации свидетельствуют элементы, сопровождающие рудные залежи, например, калий, ртуть, радон, озон, гелий и др. Аномалии выявляются при геохимическом опробовании коренных или рыхлых пород по профилям или по речной сети. Иногда аномальными являются высокие или низкие содержания жизненно важных элементов, как фтор, йод и др. Аномалии могут быть в зависимости от их размера глобальными, региональными, локальными, точечными.

Целью геохимических поисков рудных месторождений обычно является обнаружение локальных геохимических аномалий, под которыми понимают отклонения от фона (нормы) геохимической системы в большую или меньшую сторону. Коэффициент аномальности (K_a) определяется по формуле: $K_a = C_o / C_\phi$, где C_o – концентрация элемента в геохимическом ореоле; C_ϕ – фоновое содержание элемента.

Величина фона сильно меняется в зависимости от геологического строения исследуемой площади. На участках с относительно равномерным распределением

элементов для статистически представительного определения фона достаточно 100 проб. В глобальном смысле фон для элементов определяется его кларком. При поисковых работах под аномалией обычно понимают тройное превышение над фоном.

«Рудное тело» является понятием экономическим, и поэтому его контуры могут меняться в довольно широких пределах. В отличие от рудных тел, геохимические ореолы существуют, как зоны повышенной концентрации (относительно фона) рудных или сопровождающих их элементов.

10.2. Первичные и вторичные геохимические ореолы

Первичные ореолы возникают одновременно с рудоотложением, вторичные – за счет более позднего (гипергенного или эпигенетического) рассеяния элементов рудных залежей при их окислении или выветривании. Различают литохимические ореолы в почвах и породах, гидрохимические – в водах, атмосферические (газовые) – в атмосфере и подземном воздухе, биогеохимические – в растениях и организмах.

Наиболее распространены литохимические поиски, основанные на изучении распространения элементов в горных породах, рыхлых речных отложениях, почвах. Обычно опробование проводится по сети профилей, расстояние между которыми зависит от масштаба поисковых работ.

Например, при поисках по вторичным ореолам в масштабе 1:50.000 разбивается сеть параллельных профилей через 500 м, на каждом профиле через каждые 50 м отбирается образец почвы из закопушки глубиной около 10 см. При поисках по первичным ореолам по той же схеме отбираются коренные породы. В зонах минерализации количество проб увеличивается.

Отобранные пробы анализируются полуколичественным спектральным анализом на 15-20 элементов. Для отдельных элементов составляют карты изоконцентрат, а обработка данных с помощью математической статистики выделяет рудные (или элементные) геохимические аномалии. Геохимические съемки проводят в различных масштабах – от 1:200.000 (региональные) до 1:5.000 (разведочные).

10.3. Аддитивные и мультипликативные ореолы рассеяния. Массовое опробование пород на десятки элементов создает большие информационные массивы, при обработке которых, во избежание «информационного хаоса», рекомендуется предварительное проведение парного корреляционного анализа между элементами. При этом элементы с высокой положительной корреляцией объединяются, и проводится построение карт изолиний так называемых «аддитивных» и «мультипликативных» ореолов.

Например, при опробовании рудоперспективного участка выявлена, во-первых, высокая положительная корреляция между содержаниями меди, цинка, свинца и, во-вторых, между оловом, вольфрамом, молибденом и бериллием. Для построения аддитивных ореолов производится сложение концентраций положительно коррелирующих элементов: $(Cu+Zn+Pb)$ и $(Sn+W+Mo+Be)$. Для

построения мультипликативных ореолов концентрации соответствующих элементов перемножаются.

Состав геохимических ореолов и их количественные соотношения отражают глубинность рудных залежей. В вертикальных геохимических разрезах часто проявляется зональность рудоотложения, роль которой при поисковых работах одним из первых отметил американский геолог В.Эммонс. Вертикальная зональность проявляется также и на современном эрозионном уровне: в результате месторождения различных руд располагаются на разных расстояниях от интрузивных массивов.

10.4. Геохимическая металлогеническая зональность в обобщенном варианте выглядит следующим образом (снизу вверх или по направлению от контакта с интрузией):

Be – Sn – TR - W -- Mo – Co – Ni – Bi – U - As-1 (арсенопирит) – Au-1 – Cu – Zn – Pb – Au-П – Ag – Sb - Ba – As-2 (реальгар-аурипигмент) - Hg. При этом высокотемпературные приконтактные гидротермально-пневматолитовые ассоциации элементов в грейзенах и скарнах сменяются среднетемпературными типично гидротермальными ассоциациями, удаленными от интрузивов на расстояние до нескольких километров и завершаются ассоциациями низкотемпературных гидротерм, для которых пространственная связь с интрузиями часто остается неясной.

10.4.1 Гидрогеохимические ореолы выявляются при анализе водотоков заметно повышенными концентрациями литофильных и особенно халькофильных рудных металлов, сульфат-иона, а также калия (для близповерхностных золото-серебряных месторождений). При подготовке проб ионы металлов, в том числе золото, серебро, олово, бериллий и др. сорбируются из воды отобранных проб особо чистым активированным углем, а затем подвергаются спектральному анализу.

10.4.2. Атмохимические ореолы выявляются при опробовании газа из скважин или подпочвенного воздуха на радон, ртуть, озон, гелий. Например, радоновая съемка эффективна при разведке урановых или редкометалльных месторождений, сопровождаемых повышенной концентрацией урана и тория, а также при оконтуривании циркон-монацитовых россыпей.

10.4.3. Биогеохимические ореолы над рудными залежами неизменно выявляются при спектральном анализе отобранных по профилям и предварительно озоленных (превращенных в золу) растений.

Поскольку корневая система растений иногда уходит на десятки метров в глубину, растения накапливают элементы, находящиеся под мощными слоями наносов и песка, особенно в пустынях.

10.4.4. РтутOMETрическая съемка. При поисках золота используется также измерение концентрации ртути в пробах породы. Этот вид поиска основан на высокой сорбционной способности золота по отношению к ртути. Анализ может указывать на присутствие золота даже в том случае, когда оно находится в форме

микронных включений в лимоните, сульфидах и жильных минералах типа кварца и кальцита.

Сорбированная (амальгамированная) ртуть выделяется из самородного золота (и серебра) при температуре около 200°C , тогда как из кристаллической решетки сульфидов ртуть освобождается при более высокой температуре в интервале $400-600^{\circ}\text{C}$. Поэтому низкотемпературное выделение ртути из пробы — индикатор присутствия золота (рис.21).

Концентрация ртути в пробах положительно коррелирует с содержанием золота. При опробовании пород или мономинеральных фракций превышение кларка ($10^{-6}\%$) или фоновых содержаний ртути в 8-10 раз указывает на возможное присутствие тонкодисперсного золота, выявление которого обычными методами затруднительно. Поскольку для анализа требуется малая навеска (менее 0,1 г), а сам анализ занимает несколько минут, то ртутьметрия весьма эффективна при полевых работах, вдали от стационарных лабораторий.

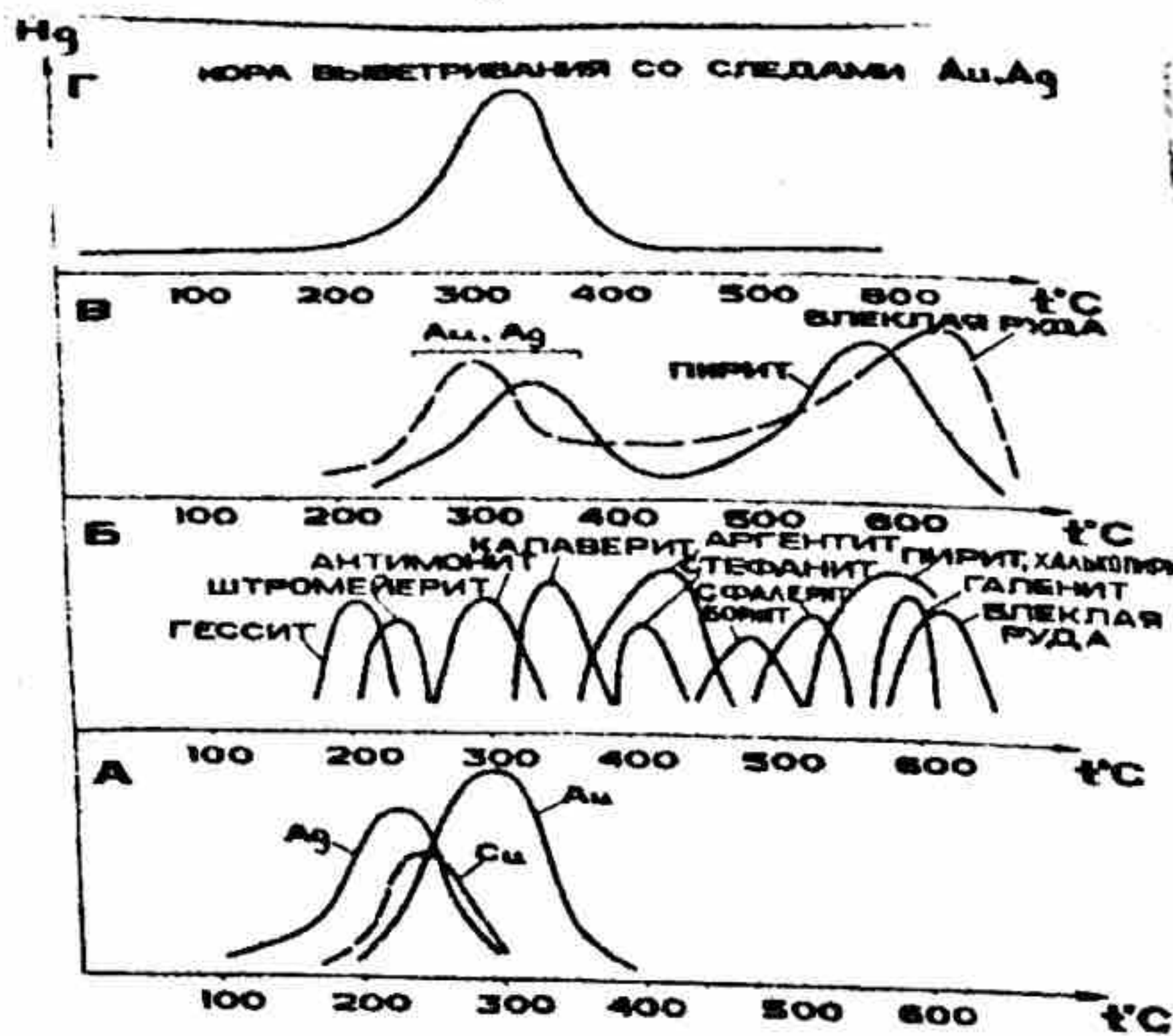


Рис.21. Температуры выделения ртути из самородных металлов (А), сульфидов (Б), золотосодержащих сульфидов (В), золотосодержащей породы (Г)

10.4.5. Шлихогеохимическая съемка. Основана на спектральном анализе различных фракций шлихов или мономинеральных проб. В магнитной, электромагнитной и тяжелой фракциях накапливаются различные минералы, содержащие рудные элементы. В магнитной фракции обычен магнетит. Присутствие в магнетите повышенных содержаний магния, титана, ванадия

указывает на вынос минерала из основных пород. Другой магнитный минерал — маггемит ($Y-Fe_2O_3$), красная магнитная окись железа со структурой шпинели. Присутствие в шлихах маггемита указывает на прокалывание красноцветных (лимонитовых) кор выветривания при таежных пожарах или при возникновении астроблем. В частности, обширное заражение водотоков Восточной Сибири маггемитом, замещающим лимонит, по нашему мнению, связано с возникновением гигантской Полигайской астроблемы (диаметр 100 км).

Лимонит обычно относят к немагнитной фракции, но прокалывание его в шлихе даже на костре превращает лимонит в маггемит и позволяет легко отделить с помощью магнита. Анализ «омагниченной» мономинеральной лимонитовой фракции интересен тем, что в ней могут концентрироваться элементы из окисленных рудных зон: золото, серебро, медь, цинк, свинец и др.

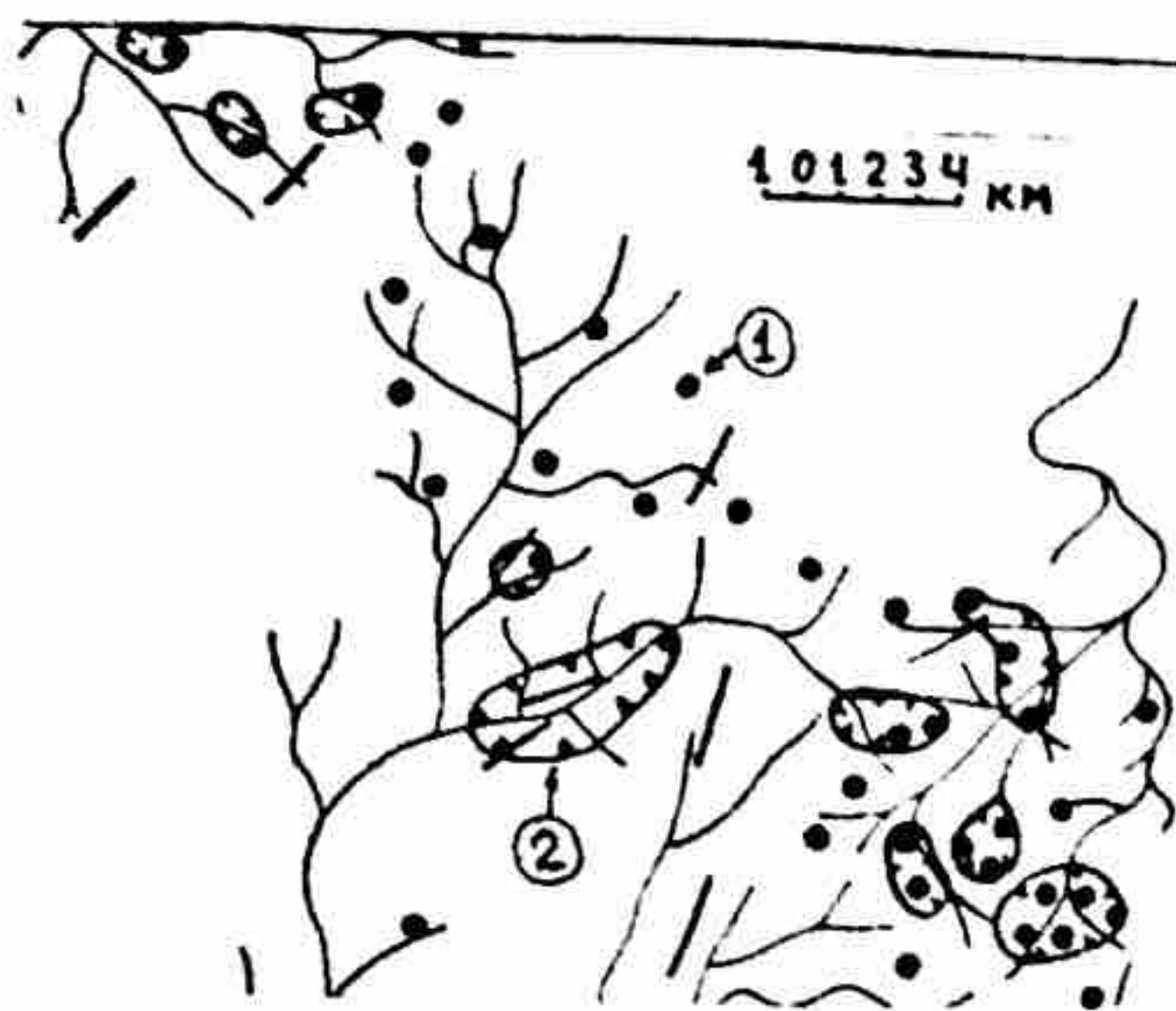


Рис.22. Шлихогеохимия: выявленные в районе аэромагнитных аномалий (1) шлиховые ореолы апатита с ФЛ Eu^{2+} (2) повышают их рудоперспективность. Тиманский район

Поисковый интерес представляет также электромагнитная фракция, когда в ней присутствуют такие темноцветные минералы, как биотит и турмалин. Анализы показывают, что в рудных зонах эти минералы заметно накапливают олово, вольфрам, ниобий (вероятно, в форме микровключений рудных минералов).

10.4.6. Люминесцентно-геохимический анализ (рис.22) результативен при изучении тяжелой немагнитной фракции, где среди фотолюминесцирующих (ФЛ) минералов преобладают циркон и апатит. Здесь также могут встретиться алмазы с разнообразной по цвету ФЛ. ФЛ позволяет различить типы цирконов по

присутствию желтой ФЛ разной интенсивности вплоть до отсутствия ФЛ в измененных и метамиктных разновидностях. Наиболее ярко ФЛ проявлена у цирконов из кимберлитов.

Для апатитов из гранитоидов характерна желтая ФЛ Mn^{2+} . В апатитах из кимберлитов, карбонатитов и нефелиновых сиенитов обычна голубая ФЛ, связанная с наличием Eu^{2+} . Присутствие апатитов с голубой ФЛ может служить индикатором «короткого сноса» при поиске кимберлитов, поскольку апатит – минерал мягкий, химически неустойчивый и поэтому он, в отличие от пирропа и ильменита с их огромными ореолами рассеяния, не сохраняется в многочисленных «промежуточных коллекторах» Сибирской платформы. Голубая ФЛ Eu^{2+} установлена также в олигоклазах мусковитовых пегматитов Карелии и может служить индикатором их слюдоносности.

10.4.7. Аэрогаммаспектрометрическая съемка является дистанционным геохимическим видом поиска, поскольку позволяет быстро и с высокой степенью точности определять в поверхностном слое почвы или коренных пород энергию гамма-излучения, связанного с распадом калия, тория и урана. Соотношения этих элементов позволяют экспрессно оценивать рудоперспективность больших территорий и выявлять месторождения литофильных (U, Th, Nb, Zr, Sn) и халькофильных (Au, Ag, Mo, Cu, Bi) элементов по методике, описанной выше.

11. "ВИРТУАЛЬНЫЕ" И РЕАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ

Термин «экология» был впервые предложен немецким биологом Э.Геккелем в 1866 г; так была названа разновидность биологической науки, изучающая взаимоотношения живых организмов друг с другом и с окружающей средой. В наше время проблемы экологии совсем иные, чем во времена Геккеля. Огромный интерес к этой науке связан с тем, что экология стала наукой социальной, изучающей разрушительную деятельность человека и рассматривающую проблемы сохранения равновесия (баланса, гомеостаза) в экосистемах Земли. Именно поэтому на решение проблем экологии в мире тратится ежегодно 500 млрд. долларов: эти расходы так велики, поскольку сейчас стал актуальным вопрос о возможной гибели биосферы и самого человека.

Экология изучает экосистемы. Термин «экосистемы» был предложен в 1935 г английским ученым А.Тэнсли; под экосистемой понимают совокупность взаимодействующих живых организмов и окружающей среды. Несмотря на огромное количество экосистем, границы которых нередко определяют произвольно, зачастую в зависимости от повседневных задач и размеров финансирования, в каждой экосистеме выделяют живую и неживую составляющие, а также антропогенный фактор.

Живая природа в течение 3,5 млрд лет успешно сама устанавливала равновесие в экосистемах Земли, но с появлением «антропогенного фактора», т.е.

"человека разумного", природное равновесие было нарушено навсегда. Природа оказалась слабее разрушительных возможностей самых примитивных человеческих цивилизаций.

Экология изучает состояние земли, воды, воздуха, биосферы; в сферу экологических исследований попадает также важнейшая производная экосистем - пища. Метод изучения экосистем различными методами называется экологическим мониторингом; он включает профильные измерения и анализ почвы, воды, воздуха, растений, животных, продуктов питания.

Мониторинг ведется со спутников, самолетов и вертолетов, а также путем маршрутного (по воде и земле) опробования. Виды анализов очень многообразны и зависят от конкретных задач. Космический мониторинг (со спутников) фиксирует изменения озонового слоя и появление в нем "дыр"; заражение океана нефтью, вырубку и пожары лесов, развитие пустынь, процессы урбанизации. Воздушный мониторинг (с самолетов и вертолетов) позволяет в кратчайшие сроки определить контуры заражения радиоизотопами - гамма-излучателями при авариях на атомных станциях, хранилищах ядерных отходов, атомоходах. С воздуха изучается состав аэрозолей над городами и отдельными заводами и фабриками (выбросы тяжелых металлов, сернистого газа, сажи и других продуктов горения).

11.1. Экологические катастрофы - реальность прошлого и настоящего

Экологические катастрофы сопровождают появление человека с незапамятных времен. Уничтожение мамонтов очевидно связано с охотой: на одной из стоянок первобытного человека в Моравии обнаружены останки около 1000 мамонтов. Даже небольшие раскопки стоянок под Воронежем выявили останки сотен мамонтов. Вырубка лесов превратила древнюю Палестину, описанную в Библии, как благодатную многоводную страну, в сухую пустыню, изрезанную долинами высохших рек. Александру Македонскому пришлось отправиться в поход на Персию, поскольку Древняя Греция находилась в экологическом кризисе, лишившись сельскохозяйственных угодий при вырубке лесов и последующем смыве плодородной почвы с известняковых коренных пород.

В наше время размеры экологических катастроф неизмеримо выросли. На поверхности Земли никогда не существовали в таких огромных количествах ядовитые тяжелые металлы - ртуть, свинец, цинк, кадмий, медь, хром, ванадий и др. Открытие радиоактивности привело к созданию смертельно опасных искусственных радиоизотопов, никогда не существовавших в экосистемах Земли. Накопленного ядерного оружия, отходов атомных электростанций и ВПК вполне достаточно для уничтожения всего человечества и значительной части биосферы.

Вырублено около 70% всех лесов планеты, превращены в бесплодные пустыни десятки миллионов квадратных километров суши, глобально заражен нефтью и ядовитыми веществами Мировой океан, в значительной мере отравлена

техногенными выбросами атмосфера, на военных складах и на дне морей лежат сотни тысяч тонн опаснейших отравляющих веществ, изготовленных более полувека назад. Таким образом, человечество в кратчайший срок изменило в худшую сторону поверхность нашей планеты, ее гидросферу и атмосферу.

11.2 Катастрофы “виртуальные” и реальные

СМИ обычно уделяют большое внимание техногенным выбросам углекислоты и связанному с ними глобальному потеплению, а также “дырам” озонового слоя. Действительно, концентрация CO_2 за последние 60 лет выросла с 0,032% до 0,037%. Однако ученые словно забыли, что “парниковый эффект” в действительности более чем на 90% связан с парами воды, содержание которых в атмосфере несоизмеримо больше, чем углекислоты и достигает 3% в наиболее прогреваемых экваториальных зонах. Следует учитывать также огромную теплоемкость воды, что дополнительно способствует сохранению тепла: ежегодно в атмосферу испаряется 500.000 млрд т воды; эта грандиозная энергия испарения аккумулируется атмосферой и с осадками снова возвращается планете. Влияние метана на парниковый эффект очень мало в связи с ничтожной концентрацией (около 0,001%), вряд ли резко возраставшей за последние эпохи.

В то же время значительная часть CO_2 атмосферы поглощается органическим веществом, превращаясь в торф и древесину, а также откладывается на дне Мирового океана в виде пластов известняка. Поэтому проблему выбросов углекислоты можно определить, как “виртуальную”, поскольку она существует исключительно в призрачной реальности СМИ и нагнетается экономико-политическими интригами разных концернов и правительств.

Необходимо учитывать, что температура поверхности Земли только за последний миллион лет многократно и крайне резко изменялась по независимым от человека причинам. Причина четырех глобальных оледенений и разделяющих их эпох с теплым климатом (интергляциалов) остается для ученых загадочной. Неизвестны причины локальных похолоданий в 1820-1850 г.г., в XVI веке, в XIII - XIV веках, XII веке до н.э.

Геологам известно Дриасовое оледенение - 13,5-11,5 тысяч лет назад, в котором выделяется быстрое Аллередское потепление 11,4-10,8 тысяч лет назад и т.д. Изучение изотопии водорода и кислорода льдов Антарктиды и Гренландии показало, что за последние 70 - 100 тысяч лет эпохи потепления и похолодания десятки раз резко сменяли друг друга, т.е. глобальные изменения климата происходили без всякого влияния человека, вероятно, за счет космических причин - колебаний интенсивности излучения Солнца, наличия космической пыли и т.д.

Характерна “история” с озоновым слоем, наглядно показывающая, как проблемы экологии используются дельцами для решения своих финансовых проблем. Субсидируемые соответствующими фирмами, американские ученые двадцать лет “убедительно” доказывали, что озоновый слой уничтожается фреоном, газом, используемым в холодильниках.

Смена холодильных установок дала американским фирмам доход в десятки миллиардов долларов, после чего стало "ясно", что фреон к озоновым дырам отношения не имеет, а уменьшение концентрации озона в стратосфере, скорее всего, связано с выделением галогенидов (хлор и бром) из океанской воды и сернистыми выбросами вулканов и металлургических комбинатов. Озоновые дыры также возникают при запусках «Шаттлов», космических ракет, при полетах высотных самолетов. Тем не менее, МБРР (Международный банк реконструкции и развития) ежегодно переводит правительству РФ "грант" на 25 млн. долл. для закрытия отечественных предприятий холодильной техники.

СМИ часто пишут о глобальных процессах экологии - потеплении климата, "озоновых дырах", опустынивании и т.д. Конечно, все эти проблемы имеют место. Но для огромной массы населения Земли, сконцентрированной в гигантских мегалополисах, главная опасность заключается в реальном появлении массовых генных мутаций и вырождении рода человеческого в связи с резким накоплением в экосистемах искусственных радиоизотопов, тяжелых металлов, ядовитых газов, отходов ВПК, нефтепродуктов.

11.3. Яды вокруг нас

Особенно опасны радиоизотопы, представленные цезием-137, стронцием-90, плутонием, америцием, кюрием. Среди тяжелых металлов наибольший вред приносят свинец, ртуть, кадмий. Главными отравителями воздуха в городах являются оксиды азота и серы, диоксины и циклические углеводороды, возникающие при сгорании углеродистого топлива, пластмасс и мусора. Для всего живого в гидросфере огромную опасность представляют нефтепродукты и цистерны с отравляющими боевыми отравляющими веществами (БОВ), затопленные в северных морях после Второй мировой войны.

Например, около 100.000 тонн немецкого иприта, люизита, фосгена в цистернах затоплены в Балтийском море около острова Борнхольм. Тысячи бочек с БОВ затоплены в Карском и Баренцевом морях, а также в 1941 году в Черном море, в районе Крыма. В России экологи ставят вопрос о переносе города Чалаевска, где производство иприта отравило почву.

11.3.1 Радиоизотопы. Радиоактивные выбросы Чернобыля в 1986 году заразили около 160 тысяч км² территории России, Украины и Белоруссии; зараженная территория захватила лучшие черноземные почвы этих стран, на них сейчас проживает более 17 миллионов человек. Зараженная площадь соответствует территории Болгарии (рис.23). Радиоизотоп Cs-137 ветры унесли из Чернобыля в Швецию, Германию, в Польшу, Турцию, на Аляску. Убытки только от ущерба землепользованию составляют десятки миллиардов долларов в год. Кроме того, огромные территории заражены радиоизотопами стронция, плутония, америция, кюрия (рис.24).

Взрыв в зоне "Маяк" отходов ВПК в 1957 году создал огромную зону смертельного заражения на Южном Урале, рядом с такими крупными городами,

как Челябинск, Кыштым, Касли. Площадь заражения более 7000 км². Эта зона содержит столько радиоизотопов, что их хватило бы на 5-6 Чернобылей, причем под угрозой регионального заражения находятся водоносные горизонты! Река Теча несет радиоизотопы в бассейн Оби, к Тюмени: плутоний обнаружен уже в тысячах километров от зоны "Маяк". Он коррелирует с гораздо более трудно обнаруживаемыми и крайне опасными альфа- и бета-излучателями - ⁹⁰Sr, америцием, кюрием.

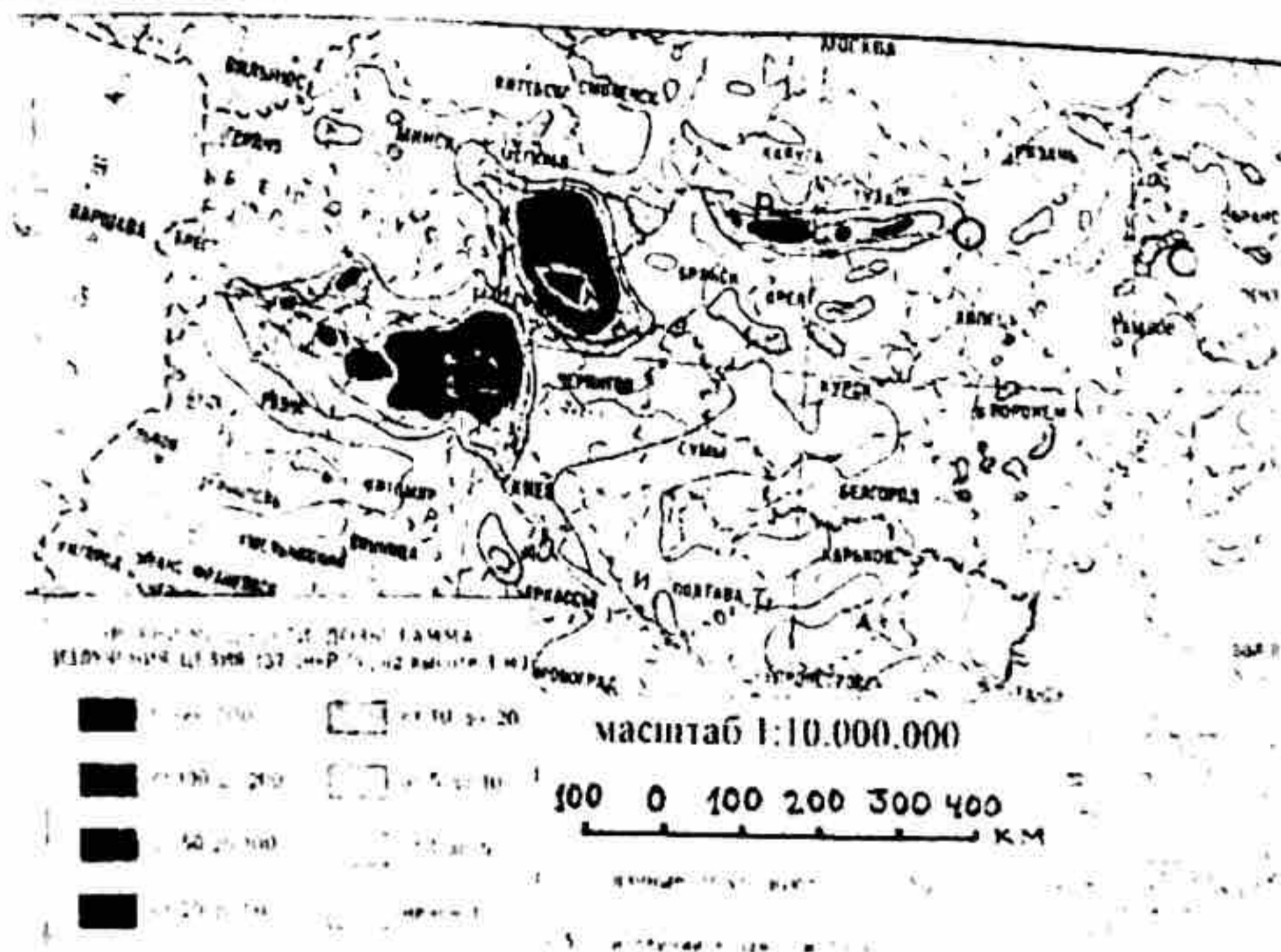


Рис.23. Зоны заражения России, Украины, Белоруссии техногенными радиоизотопами из реактора Чернобыля (по состоянию на 1995 г.). Мониторинг проведен с самолета по гамма-излучению Cs-137

Главным индикатором техногенного радиоактивного заражения является легко обнаруживаемый с воздуха при аэрогеофизической съемке гамма-излучатель ¹³⁷Cs с периодом полураспада около 30 лет, вызывающий рак крови (белокровие). Высокая концентрация ¹³⁷Cs указывает на присутствие более опасных плутония, америция, кюрия.

Бета-излучатель ⁹⁰Sr имеет период полураспада около 30 лет, он накапливается в костях и вызывает саркому - рак костей. Альфа-излучатель кюрий-244 имеет период полураспада 18 лет; плутоний-241 имеет период полураспада 14,4 лет, он переходит в альфа-излучатель америций-241 с периодом полураспада 458 лет. Америций-241 является также гамма-излучателем (0,6 Мэв). Альфа-излучателями являются и изотопы: плутоний-238,239,240. Период полураспада плутония-239 составляет 24000 лет. Все альфа-излучатели являются

крайне опасными для всего живого, у человека они вызывают рак слизистых и поражают глаза, пищевод, желудок, кишечник, легкие.

Происходящее в наше время накопление долгоживущего америция создает нарастающие по уровню излучения зоны америциевого заражения, превышающие по опасности даже плутониевые зоны заражения. К 2030 году в районах Чернобыля и Маяка (Южный Урал) америций станет опаснейшим токсикантом в окружающей среде (ранее считалось, что наиболее опасным токсикантом является плутоний). Считается, что радиоизотоп практически полностью исчезает после 10 периодов полураспада. Это значит, что радиоизотопы цезия и стронция исчезнут через 300 лет, америций - лишь через 4500 лет, а плутоний будет существовать более 200000 лет!

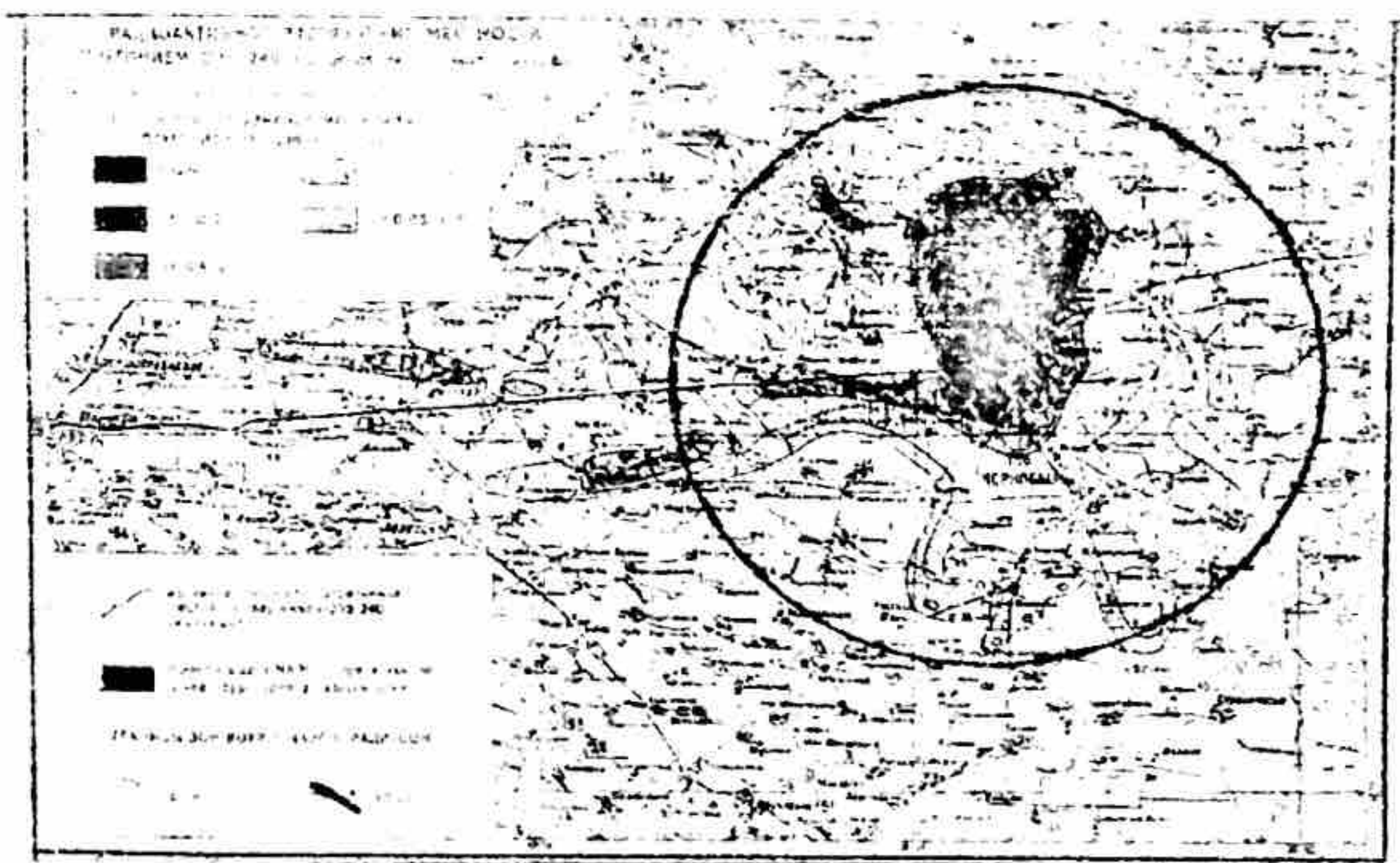


Рис.24. Чернобыль (в центре). 30-км зона заражения Р_и

Огромные площади сельхозугодий, зараженные радиоизотопами Чернобыля, продолжают поставлять на рынок разнообразные продукты питания - молоко, сметану, масло, хлеб, картофель, свеклу, ягоды, грибы и т.д.. Контроль за их продажей практически отсутствует, что создает огромные возможности для злоупотреблений и получения преступного дохода дельцов и различных "коммерсантов".

В районах радиационного заражения запрещено молочное скотоводство, поскольку масло концентрирует радиоизотопы; сахарную свеклу и зерно здесь можно выращивать лишь для производства спирта; зерновые и картофель - лишь на семеноводство. В действительности эти запреты не соблюдаются, контроль на

рынках, как известно, практически отсутствует. Ягоды (клюква, черника, голубика, земляника и др.) и особенно грибы являются мощными концентраторами радиоизотопов.

Под "чистым" слоем воды в иле бесчисленных рек и озер, окружающих зоны радиоактивного заражения на Украине, в Белоруссии, в Брянской области России (Клинцовский район), на Южном Урале (зона «Маяк») концентрируются радиоизотопы и здесь ловят рыбу, кости которой дают до 40000 микрорентген!

Особенно много радиоизотопов накапливается в придонных типах рыб, например, в сомах. На берегах реки Течи (Челябинская область) в районах проживания установлены зоны с радиоактивностью до 17000 микрорентген в час.

Преступлением перед народом России является принятие правительством и Думой РФ закона, разрешающего ввоз на территорию нашей страны зарубежных радиоактивных отходов. Сейчас в мире накоплено более миллиона куб.м высокордиоактивных отходов - и все страны стоят перед неразрешимой проблемой: куда девать эти отходы? "Развитые" страны, прежде всего США, исходя из принципа "держать Америку в чистоте!" охотно платят немалые деньги за право вывезти отходы АЭС и ВПК на территорию бедных и отсталых стран с коррумпированным руководством.

Самой пострадавшей от радиации страной является не Япония, где от американских атомных бомб в 1945 году в Хиросиме и Нагасаки погибло 200000 человек, а СССР. Минатом несет ответственность за глобальное заражение СССР при Чернобыльской катастрофе, от которой пострадали миллионы жителей, а многие сотни тысяч погибли. Заражение зоны "Маяк" на Южном Урале также произошло по вине Минатома, не рассчитавшего количество тепла, выделяющегося из контейнеров с радиоизотопами.

Сейчас, в соответствии с решениями правительства и Госдумы, бесчисленные поколения граждан России обречены хранить смертельно опасные радиоактивные отходы со всего мира в течение многих тысячелетий. Правительство США выделило деньги для срочного строительства полуподземного хранилища для отработанного ядерного топлива (ОЯТ) в Озерске, на Ю.Урале. Огромный могильник для захоронения высокоактивных ОЯТ подготовлен на Нижнеканском гранитном массиве, в 25 км от г. Красноярск-26. Тайвань, Япония, Финляндия, Болгария, Корея, США уже начали ввоз сюда десятков тысяч тонн ОЯТ. Проектируются могильники на Новой Земле, Кольском п-ве и в других местах. Кто-то в РФ получил в НАШЕ время 20 миллиардов долларов за разрешение на ввоз и ВЕЧНОЕ хранение ОЯТ в России.

Представьте, что современным людям пришлось бы хранить ядовитые отходы, созданные и захороненные три тысячи лет назад - Рамзесом II, Навуходносором или совсем "недавно" - Владимиром Мономахом и Иваном Грозным!.. Напомню, что надежных хранилищ для радиоизотопов не существует: альфа- бета- и гамма-излучения корродируют и разрушают даже за десятки лет любой металл, стекло и бетон; грунтовые воды способны вынести к поверхности

захороненные на глубине радиоизотопы и заразить водоносные горизонты. "Вечное хранение" означает, что ОЯТ останутся в РФ НАВСЕГДА, вернуть их "хозяевам" наши отдаленнейшие потомки уже не смогут, им придется оплачивать разгульную жизнь давно истлевших преступников-прадедов, прогулявших их здоровье и деньги!..

11.3.2. Свинец. Помимо радиоизотопов, крупные города планеты стали гигантскими зонами экологического бедствия, где атмосфера заражена ядовитыми выбросами автомобилей, заводов, фабрик, электростанций и т.д. Наиболее опасно заражение городских экосистем свинцом, ртутью и ядовитыми газами. Свинец выбрасывают автомобили при использовании этилированного бензина, относительно высокое качество которого создается за счет присадки тетраэтилата свинца $Pb(C_2H_5)_4$: до 0,37 г/л Pb в бензине АИ-93. За год автомобиль может рассеять в воздухе от 4 до 10 кг тончайшей свинцовой пыли.

Этилированный бензин обычно окрашен в красный цвет, он ядовит, и его нельзя использовать для чистки одежды, мытья рук и т.д. Тонкодисперсные оксиды свинца накапливаются в почве и приземном слое воздуха; концентрация свинца вдоль оживленных улиц и шоссе иногда в десятки тысяч раз превышает натуральный фон. Автомобили распылили в атмосфере Земли десятки миллионов тонн свинца, эта ядовитая пыль разносится ветром по всей планете, свинец найден даже во льдах Антарктиды и Гренландии.

Исследования в США показали, что почва вдоль шоссе дорог настолько заражена свинцом, что птицы, поедающие здесь червей - погибают, а хищные птицы, уничтожающие этих отравленных птиц, не дают потомства. Именно поэтому в США практически вымер белоголовый орлан, помещенный на гербе страны, и лишь специальные программы поддерживают его популяцию. У человека свинец вызывает тяжелые психические расстройства и рак, поэтому категорически запрещается собирать в городах и вдоль шоссе грибы, ягоды, целебные травы. Английские экологи установили, что в крови так называемых "трудных подростков" заметно повышено содержание свинца.

11.3.3. Ртуть. Другим опаснейшим металлом является ртуть. Отравления ртутью имели место в 70-х годах прошлого века в Японии, где горно-обогачительные комбинаты сбрасывали воду с ртутью в залив Минамата. Рыбаки ловили здесь рыбу с повышенной концентрацией ртути, а население страдало от "болезни Минамата" - массовых психических расстройств. Не случайно в книге "Алиса в стране чудес" одним из персонажей является сумасшедший шляпник: при производстве фетра для шляп в XIX веке использовалась ртуть - и рабочие на этих фабриках часто сходили с ума.

Английский ученый И.Ньютон к концу жизни бросил занятия наукой и страдал от приступов меланхолии и депрессии. Причины болезни оставались загадочными вплоть до 1979 года, когда нейтронно-активационным методом были проанализированы сохранившиеся волосы Ньютона: содержание ртути в них достигало 75-200 г/т, тогда как в живом веществе содержится лишь 5 мг/т.

Вероятно, ртутное отравление обусловило загадочное изменение психики Ивана Грозного после его разрыва с изменившими ему ближайшими сотрудниками - "избранной радой", отказавшейся признать во время тяжелой болезни царя наследником его сына Ивана. Как известно, после разрыва с "избранной радой" была отравлена Анастасия, первая жена Ивана Грозного; начался период опричнины, произошло бегство царя в Александровскую слободу и т.д.

Эти поступки были загадкой для историков, но по нашему мнению, у царя была типичная "болезнь Минамата", что подтверждается анализом его останков, проведенным в 1963 году при реставрационных работах в Архангельском соборе Кремля. В костях Ивана Грозного оказалось 13 г/т ртути, т.е. он страдал тяжелейшим ртутным отравлением. В останках царицы Анастасии в 2000 году также была установлена смертельная концентрация ртути - 50 г/т! Видимо, Анастасию убили сулемой, хлорной ртутью ($HgCl_2$), любимым ядом средневековых отравителей, о котором один из "героев" трагедии А.С.Пушкина говорит:

В стакан воды подлить... трех капель будет.

Ни цвета в них, ни вкуса не заметно;

А человек без рези в животе,

Без тошноты, без боли - умирает.

При "болезни Минамата" поражается также генный аппарат - и поэтому наследник Ивана Грозного - царь Феодор был слабоумным и не мог управлять страной, а последний сын Димитрий, зарезанный агентами Годунова в Угличе, страдал "падучей болезнью", т.е. был эпилептиком. Высокая концентрация ртути обнаружена и в останках скоропостижно скончавшейся царицы Елены Глинской, жены царя Василия Ш и матери Ивана Грозного.

Журналист Г.А.Смолин в 2004 году получил у австрийского аристократа барона Пфальцпфейна волос с головы мертвого Моцарта. Нейтронно-активационный анализ показал в нем содержание ртути от 40 до 70 г/т. Пушкин был прав, Сальери действительно отравил Моцарта сулемой в 1791 году!

В наше время ртуть в массовом количестве поступает в экосистемы городов в составе люминесцентных ламп. Каждая стандартная люминесцентная лампа-трубка для домашнего пользования содержит около 100 мг ртути, счет таким лампам ведется на десятки и сотни миллионов. Мощные лампы наружного городского освещения содержат граммы ядовитого металла. Сбор и утилизация ртутных ламп на специальных вакуумных установках, собирающих вторичную ртуть, практически отсутствует.

Поэтому груды битых ртутных ламп - обычная картина на местных свалках; в действительности - это зоны экологической катастрофы. Мониторинг почвы и снега показывает, что зоны ртутного заражения сопровождают главные магистрали городов, где регулярно разбиваются ртутные осветители, ртуть которых поступает в почву. Резкий рост психических заболеваний в городах,

несомненно, связан с ртутным заражением городских экосистем, но эта проблема даже не рассматривается городскими властями.

11.3.4. Кадмий. Чрезвычайно опасным оказался металл кадмий, используемый в производстве аккумуляторов и батареек. Японцы поливали рисовые поля водой, которую предварительно использовали для обогащения кадмий-содержащих цинковых руд. Питание рисом с повышенным содержанием кадмия вызвало смертельное массовое заболевание, названное "итай-итай" и выражающееся в хрупкости костей скелета. Экосистемы городов заметно обогащены кадмием, постоянным спутником цинка.

11.3.5. Выхлопы автомобилей. Дают до 80% загрязнения городской атмосферы. В составе выхлопов наиболее опасны CO, NO₂, свинец. CO резко снижает гемоглобин и ведет к малокровию; оксиды азота вызывают астму и другие легочные заболевания; свинец поражает нервную систему. За рубежом широко используются палладиевые катализаторы, переводящие крайне ядовитые циклические углеводороды и CO в менее ядовитую CO₂. В России законодательство не считает катализаторы необходимыми, поэтому при продаже иномарок в РФ катализаторы снимают (для удешевления товара).

11.3.6. Азот и сера. Загрязнение почв нитратным азотом для Москвы и С-ПБ достигает 600 кг/км² в год; соединениями серы - до 1500 кг/км². В то же время для многих стран Западной Европы концентрация серы достигает 2500 кг/км², что вызывает постоянные кислотные дожди, уничтожающие леса и рыбу в озерах. Трансграничный перенос сернистого газа ведет к тому, что над Скандинавией идут кислотные дожди за счет выброса оксидов серы из труб Англии; в Канаде рыба погибла в тысячах озер из-за выбросов сернистого газа в США; на Россию западные ветры несут сернистый газ из Германии и Польши, где широко используется бурый уголь с повышенным содержанием серы (в пирите); до Аляски доходит сернистый газ из труб Норильского комбината.

11.3.7. Нефтепродукты. Нефтепродукты наиболее опасны для гидросферы. Например, в океан ежегодно разными путями попадает 10-15 миллионов тонн нефти. При авариях танкеров в море выливаются сразу десятки и сотни тысяч тонн нефти и мазута, превращающих сотни километров пляжей в зоны смерти для птиц и тюленей. Нефть губит все живое в озерах и реках, в городах нефтяные отходы превращают реки в сточные канавы, а почву - в мертвую зону. Только в РФ потери нефти при разрывах старых и изношенных нефтепроводов ежегодно превышают 20 млн. тонн, что составляет 7% от добычи, а стоимость этой потерянной нефти достигает 4 млрд. долларов! Разливы нефти в Западной Сибири видны космонавтам из космоса.

Заключение. В итоге приходится констатировать, что важнейшая информация об экологическом состоянии окружающей среды остается неизвестной огромному большинству граждан. Фирмы-однодневки и частники-перекупщики ведут массовый ввоз продуктов сомнительного качества из-за границы, в том числе набитые стероидами и смертельно опасные для детей куриные “ножки Буша”, генетически измененные продукты типа американских сои и кукурузы, а также продукты из зараженных радиоизотопами территорий России, Украины и Белоруссии.

В 2005 году в РФ было ввезено 100000 тонн зарубежных биодобавок на 200 млн долл., в том числе 40 видов таблеток для похудения. Проверка выявила в 25 видах этих таблеток психотропные и сильнодействующие вещества. Качество воды в половине городов и поселков РФ не соответствует санитарным нормам. Данные мониторинга по свинцу, ртути и кадмию в промышленных зонах и городах жителям неизвестны, загазованность городов превзошла все возможные пределы.

Хранятся на военных складах или ржавеют в бочках на дне Балтики и наших северных морей десятки тысяч тонн иприта, люизита и других смертоносных отравляющих веществ, причем никто не знает, как их обезвредить. На Алтае, где падают первые ступени сотен баллистических ракет, запущенных на космодроме Байконур, огромные территории заражены ядовитейшим органическим веществом – гептилом, входящим в состав ракетного топлива и вызывающим у человека рак и генные мутации.

Приходится сделать вывод, что когда СМИ говорят об экологии, то основное внимание они уделяют надуманным и искусственно созданным проблемам (глобальное потепление, озоновый слой и т.д.). Информация о насущных экологических проблемах, непосредственно связанных со здоровьем человека (качество пищи, воды, воздуха, почвы, место жилья и работы) остается в тени. Такое состояние дел очень выгодно чиновникам, но оно смертельно опасно для населения России, вымирающего в мирное время со скоростью, не имеющей аналогов в истории человечества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войткевич и др. Справочник по геохимии. М. "Недра", 1990.
2. Куликов К.А., Сидоренков Н.С. Планета Земля. М., Наука, 1977.
3. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М., Наука, 1999.
4. Перельман А.И. Геохимия. М., "Недра", 1989.
5. Портнов А.М. Магмемитовые красноцветы - индикаторы "астероидных атак". Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1998, №3.
6. Портнов А.М. Витватерсранд - рудная формация глубинных конгломератов. Природа, 2013, №9.
7. Портнов А.М., Радиохимическая специализация горных пород по калию и торию, и ее связь с оруденением. Изв. АН СССР, сер. геол., 1987, №3.
8. Портнов А.М. Редкие щелочи, как индикаторы глубинности источника рудного вещества. ДАН СССР, 1977, т.233, №1.
9. Портнов А.М. Кимберлиты - мантийные флюидизиты. Природа, 2012, №12.
10. Портнов А.М. Патомский кратер - след Тунгусского явления. Земля и Вселенная, 1993, №1.
11. Портнов А.М. О величине кларка углерода. Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1997, №6.
12. Портнов А.М., Кандинов М.Н. Углекислота - диспетчер рудоотложения. Природа, 1992, №11.
13. Портнов А.М., Федоткин А.Ф. и др. Закономерности размещения оруденения в черносланцевых толщах Центральных Кызыл-Кумов. Изв. ВУЗов, 1990, №9.
14. Портнов А.М. Особенности распределения тория и калия в вертикальном разрезе золото-серебряных месторождений вулканических поясов. Геол. рудн. м-ний, 1985, №4.
15. Портнов А.М., Степанов И.И. Ртуть как индикатор золото-серебряного оруденения. Геология рудных месторождений, 1984, №1.
16. Портнов А.М., Горобец Б.С. Люминесцентно-геохимический анализ штихов при оценке аэромагнитных аномалий. Геология рудных месторождений, 1984, №2.
17. Портнов А.М. Флюидный диапиризм как причина формирования кимберлитовых трубок и карбонатитовых массивов. Доклады АН СССР, 1979, т.246, №2.
18. Портнов А.М., Горобец Б.С. Люминесцентные геохимические аномалии как индикаторы оруденения. Доклады РАН, 1997, т.356, №2.
19. Фер Г. Основы изотопной геологии. М., "Мир", 1989.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР.....	3
1.1. Основоположники геохимии.....	4
1.2. Задачи геохимии.....	4
1.3. Кларки элементов.....	6
1.4. Геохимическая классификация элементов В.М.Гольдшмидта.....	7
2. ГЕОХИМИЯ КОСМОСА.....	7
2.1. Вселенная.....	7
2.2. Космохимия Солнечной системы.....	9
2.3. Планеты земной группы.....	10
2.4. Планеты внешней группы.....	16
2.5. Космическое вещество на Земле.....	18
3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ.....	22
3.1. Земля.....	22
4. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ.....	29
4.1. Главные типы магматических горных пород.....	29
5. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ.....	37
5.1. Разделение и концентрация элементов в осадочных породах.....	38
5.2. Экзогенные процессы (выветривание).....	41
6. ИНДИКАТОРНЫЕ ОТНОШЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИ СХОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ: K/Rb, Zr/Hf, Ta/Nb, TR(Ce)/TR (Y).....	45
7. ИНДИКАТОРНЫЕ ОТНОШЕНИЯ ИЗОТОПОВ И ИХ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ.....	50
8. РАДИОАКТИВНОСТЬ.....	56
9. МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ.....	59
9.1. Механический тип миграции.....	59
9.2. Физико-химическая миграция.....	60
9.3. Миграция в гидротермальном процессе.....	62
10. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	73
11. "ВИРТУАЛЬНЫЕ" И РЕАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ.....	78
ЛИТЕРАТУРА.....	89