

О курсе

- 1. Геохимия
- 2. Доцент, кандидат геолого-минералогических наук
Николаев Юрий Николаевич
- 3. Геологический факультет МГУ, каф. геохимии, комн.
717, тел. 939-12-73
- 4. Электронный адрес nikolaev@geol.msu.ru.
- 4. Курс читается на 2-ом семестре для студентов
геофизического цикла специальность.
- 5. Общий объем курса - 26 часов (ауд.)+ 10 часов
(самост.)
- 6. **Формы контроля** — зачет, контрольные работы,
реферат

Лекция 1. Введение в специальность

Структура курса

Введение «Геохимия»

1. Общие вопросы геохимии
2. Геохимия геологических процессов
Геохимия эндогенных процессов
Геохимия экзогенных процессов
3. Геохимия элементов
4. Методы геохимических исследований

Заключение

Учебно-методическое и
информационное обеспечение

дисциплины:

1. А. И. Терельман. Геохимия. — М.: Высшая школа, 1988. — 527 с.
2. *Чертко Н.К.* Геохимия. Учеб. пособие Изд-во «ТЕТРА СИСТЕМС». 2007.
3. А. А. Ярошевский. Проблемы современной геохимии Конспект

Предмет и история

ГЕОХИМИЯ – наука о распространённости химических элементов и их изотопов в природе, процессах, определяющих формы их нахождения, разделения и миграции в пространстве и времени.

- Геохимия является необходимым направлением в цикле геолого-минералогических наук и наиболее тесно связана с минералогией и петрографией.
- Методология геохимии базируется на общих законах диалектики и, в частности, на изучении закономерностей миграции химических элементов в геологических системах.
- Предметом изучения геохимии являются атомы химических элементов Земли и космоса (космохимия – в более широком смысле), их распределение и миграция в магматических, метаморфических и гипергенных системах под воздействием физико-химических процессов.

Научные задачи геохимии:

1. Изучение форм нахождения элементов, их миграции и концентрации в геосферах Земли и космоса.
 2. Выявление законов и закономерностей распространения и концентрации химических элементов в геологических системах.
 3. Термодинамика и геохимия магматических, метаморфических и гипергенных процессов.
 4. Разработка эффективных геохимических методов поисков полезных ископаемых, элементов-индикаторов генезиса горных пород и месторождений полезных ископаемых.
 5. Региональная геохимия, в том числе использование геохимических данных при картировании геологических образований.
 6. Геохимия изотопов и их применение в геологических исследованиях.
- ## Практические задачи

1. Использование методов геохимии для поисков полезных ископаемых.
2. Применение геохимической информации об элементах для индикации некоторых процессов, генезиса пород и минералов.
3. Решение экологических проблем, выявление техногенных геохимических

История геохимии

- **Предистория** (до появления в печати термина — геохимия, Х.Ф. Шёнбейн, 1838? 1842?)
- **XVII век** (18 х.э.) : Работы английского химика Роберта Бойля по химии океана и атмосферы.
Идеи Х. Гюйгенса о единстве химического состава космоса, понимания жизни как химического явления.
- **XVIII век** (30 х.э.) : Работы М.В. Ломоносова о «Рождении металлов...», «О слоях земных...» — попытки химическими процессами объяснить происхождение горных пород, минералов и руд, угля, нефти, торфа.
Работы Дж. Пристли и А. Лавуазье по установлению химического состава воздуха, Г. Дэви – по химическому составу рудничных и вулканических газов.
- **XIX век** (первая половина) - Работы шведского химика Я. Берцелиуса по определению химического состава горных пород, руд, минералов (открыл Th, Ce, Se, Si).
Первые химические анализы метеоритов : В. Говард (Англия), Т.Е. Ловиц (Россия). Обнаружено их минералогическое отличие от горных пород Земли, хотя по составу химическим элементам отличий не отмечено.
Первая попытка английского минералога В. Филлипса (1815) выяснить средний химический состав земной коры, (правильно определен порядок распространения десяти ведущих элементов, указал преобладание O, Si, Al, Fe в ЗК, O, H, C, N – в живых организмах).
Польский химик А. Снядецкий в 1804 г. выдвинул идею о закономерном круговороте химических элементов в земной коре.
Немецкие ученые К. Бишоф, И. Брейтгаупт, французский геолог Ж.Б. Эли-де-Бомон – работы по химии земной коры, круговороту вещества в ней, значению воды в химических процессах, связи химических элементов с магматическими и вулканическими процессами. Создали картину химической эволюции Земли, фактически заложили основы геохимии.
В 1842 г. швейцарец Х.Ф. Шёнбейн впервые употребил термин «Геохимия». В его определении Геохимия-

История геохимии (после появления в печати термина ГЕОХИМИЯ, Х.Ф. Шенбейн, 1838? 1842?)

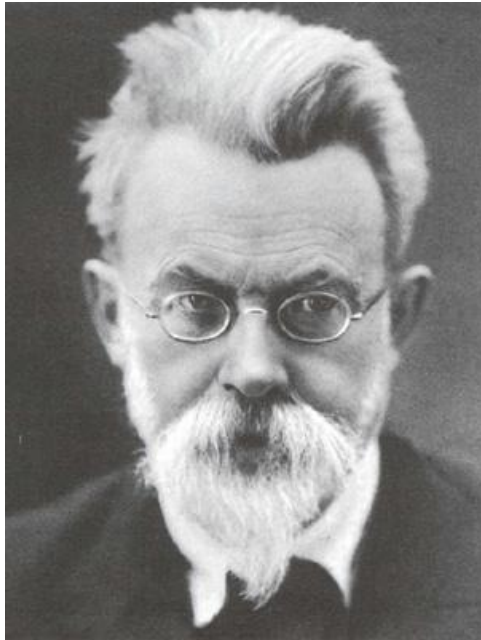
- **XIX век** (вторая половина, 67 х.э.) - два важнейших открытия, существенно повлиявших на развитие геохимии.
- **Изобретение в 1859 году Г. Кирхгофом и Р. Бунзеном спектрального анализа.** После серии экспериментов они заключили: каждый химический элемент имеет свой неповторимый линейчатый спектр, и по спектру небесных светил можно сделать выводы о составе их вещества. С этого момента в науке появился спектральный анализ, мощный метод дистанционного определения химического состава вещества.
- **Спектральный анализ** — основан на изучении спектров взаимодействия материи с излучением, включая спектры электромагнитного излучения, акустических волн, распределения по массам и энергиям элементарных частиц и др. В зависимости от целей анализа и типов спектров выделяют несколько методов спектрального анализа.
- *Атомный и молекулярный* спектральные анализы позволяют определять элементарный и молекулярный состав вещества, соответственно. В эмиссионном и абсорбционном методах состав определяется по спектрам испускания и поглощения.
- Масс-спектрометрический анализ осуществляется по спектрам масс атомарных или молекулярных ионов и позволяет определять изотопный состав объекта.

Открытие в 1869 г Д. И. Менделеевым периодического закона (системы).

- **Периодическая система химических элементов** — классификация химических элементов, устанавливающая зависимость различных свойств элементов от заряда атомного ядра.
Периодическая система является графическим выражением периодического закона. Её первоначальный вариант был разработан в 1869—1871 годах и устанавливал зависимость свойств элементов от их атомного веса (по-современному, от атомной массы). В современном варианте системы предполагается сведение элементов в двумерную таблицу, в которой каждый столбец (группа) определяет основные физико-химические свойства, а строки представляют собой периоды, в определённой мере подобные друг другу.

История современной геохимии – XX век -

Основоположники



Владимир Иванович Вернадский

1863-1945
Минералог и кристаллограф, основоположник геохимии, биогеохимии, радиогеологии и учения о биосфере, организатор многих научных учреждений.

Автор закона всемирного рассеяния («Парагенезис химических элементов в

Ф. У. Кларк и Г. Вашингтон публикуют свою капитальную сводку по геохимии «Data of Geochemistry». В ней были обобщены результаты работ по исследованию составов горных пород, почв, вод и всех других природных образований, приведен баланс главных химических элементов в верхних оболочках Земли.

В 1924 г. Кларк совместно с геологом Г. Вашингтоном публикует итоговую таблицу средней распространенности элементов в верхнем 16-ти километровом слое Земли. Это крупное научное обобщение стало фундаментом геохимии. Цифры Ф. Кларка и Г. Вашингтона для наиболее распространенных элементов мало изменились и сохранили свое значение и в настоящее время.

Признанным основоположником геохимии наряду с В.И. Вернадским, А.Е. Ферсманом, Ф.У. Кларком является В.М. Гольдшмидт.



В. М. Гольдшмидт (1887—1947)

В.М. Гольдшмидт был основоположником ионной концепции. Гольдшмидт в 1926 г. вычислил размеры ионных радиусов, сформулировал первый закон кристаллохимии и правила изоморфизма, заложил основы геохимии минералов.

Предмет геохимии

- “В наших целях каждая порода может рассматриваться как химическая система, в которой под действием различных агентов происходят химические изменения. Каждое такое изменение связано с нарушением равновесия и последующим возникновением новой системы, которая при новых условиях становится более устойчивой. Изучение этих изменений и является предметом геохимии.”

Франк Уиглсуорт Кларк

История геохимии – XX век - Выдающиеся геохимики

- **А.Е. Ферсман (1883–1945)** – один из основателей современной геохимии, автор теории образования пегматитов. В 1933–1939 гг. публикует фундаментальный четырехтомный труд «Геохимия», в котором всесторонне осветил проблему распространенности элементов, связав ее с последними достижениями астрофизики и атомной физики. Многочисленные работы А.Е. Ферсмана посвящены изучению миграции химических элементов в земной коре в зависимости от строения их атомов и общих физико-химических свойств. Создатель классификации геохимических процессов.
- Большое значение для развития геохимии имели работы **И. Фогта (1858–1932)** в Норвегии по внедрению основ физической химии в петрологию.
- Швейцарский геохимик **П. Ниггли (1888–1953)** – автор фундаментальных работ по эволюции химического состава минералов и горных пород в ходе магматической дифференциации.
- Американский геохимик **Н. Боуэн (1887–1956)** – создатель экспериментального направления, автор исследований равновесий многокомпонентных силикатных систем. Широко известны ряды Боуэна, характеризующие последовательность кристаллизации минералов из расплавов в магматических системах.
- Шведский геохимик **Т. Барт (1899-19)** - оригинальные исследования, посвященные изучению геохимического круговорота элементов в верхних горизонтах планеты при формировании осадочных, метаморфических и магматических пород и их взаимных переходах.

История геохимии – XX век – направления и лидеры

- В изучение химических процессов на Земле в XX столетии большой вклад внесли **русские ученые**:
- **А.П. Виноградов** – в развитие кларковой проблемы, работами по биогеохимии, геохимии редких и рассеянных элементов. Создатель и директор ГЕОХИ, организатор и заведующий кафедры геохимии геол. ф-та МГУ
- **А.И. Тугаринов** - в развитие изотопной геохимии, в региональную геохимию (металлогенические провинции),
- **В.А. Жариков** - в создание физической геохимии, основанной на термодинамике процессов
- **В.В. Щербина** – работами по миграции элементов и геохимии процессов минералообразования
- **А.А. Беус** – работами по геохимии магматических процессов и распределению элементов в литосфере
- **Алехин, Коновалов, Посохов** – работами по гидрогеохимии.
- **Валяшко** – работами по геохимии галогенеза
- **Л.В. Пустовалов** - в развитие геохимии осадкообразования, утвердивший понятие об осадочных геохимических фациях, базирующихся на общей теории литогенеза Н.М. Страхова .
- **Б.Б. Польшин** - в разработку учения о коре выветривания, положившему начало новому направлению в науке – геохимии природных ландшафтов, которое в дальнейшем успешно развивали В.А. Ковда, А.И. Перельман (автор учебников по курсу «Геохимия», по которым уже несколько десятилетий обучаются студенты в российских вузах), М.А. Глазовская.
- **В.Г. Хлопин, Э.К. Герлинг, В. В. Чердынцев** - работами по геохимии радиоактивных и радиогенных изотопов
- **В.И. Лебедев** - работами по энергетическому анализу геохимических процессов, изоморфизму, геохимии силикатов
- **Д.С. Коржинский** - разработал теорию метасоматоза, изучал факторы минеральных равновесий,
- внес вклад в создание и развитие основ геохимии рудообразования (основатель и научный руководитель ИЭМ)
- **Ю.Е. Саэт** - работами по геохимии окружающей среды и оценки загрязнения химическими элементами
- **К.А. Власов** – работами по геохимии десилицированных пегматитов , геохимии редких элементов (основатель и директор ИМГРЭ)
- **Сафронов Н.И., Соловов А.П.** – в создание и разработку геохимических методов поисков полезных ископаемых.
- **Из зарубежных ученых** весомый вклад в развитие геохимии внесли: Н. Боуэн (равновесия многокомпонентных силикатных систем), Э. Ингерсон (эксперименты, геологические термометры, геохимия радиоактивных изотопов), Б. Мейсон (исследования метеоритов), Р.М. Гаррелс (термодинамические расчеты геохимических процессов), П. Бартон (геохимия рудообразующих процессов на основе физико-химических констант) , В. Крамбейн и Р. Гареллс (анализ физико-химических условий седиментации в водоемах и минеральных равновесий в зоне гипергенеза) и др.

Некоторые значимые организации, издания и мероприятия мирового значения

- Первый выпуск журнала «Geochimica et Cosmochimica Acta» появился в июле 1950.
- «Геохимическое общество» (Geochimical Society) было создано в 1955 году и приняло журнал в качестве официального издания в 1957.
- «Международная ассоциация геохимии и космохимии» (International Association of Geochemistry and Cosmochemistry) была образована в 1966 году, её журнал «Прикладная геохимия» («Applied Geochemistry») начал издаваться с 1986 года. «Chemical Geology» стал официальным журналом «Европейской Геохимической ассоциации» (European Association for Geochemistry).
- Одной из крупнейших ежегодных международных конференций геохимиков является Гольдшмидтовская конференция, впервые проведённая в 1991 году.
- Геохимия стала основным направлением в геофизическом обществе Америки и Американском Геофизическом объединении (American Geophysical Union).
- Необходимо отметить медали и другие награды, которыми сейчас отмечаются крупные достижения в геохимии в ряде научных обществ.
- В России статьи по геохимии печатаются в журнале «Геохимия».

Основные разделы геохимии (самостоятельные дисциплины)

- 1. Общая геохимия и космохимия
- 2. Геохимия изотопов
- 3. Физическая геохимия
- 4. Экспериментальная геохимия
- 5. Региональная геохимия
- 6. Гидрогеохимия
- 7. Геохимия ландшафтов
- 8. Прикладная геохимия (геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых)
- 9. Экологическая геохимия
- 10. Аналитическая геохимия

Основные положения геохимии

1 Повсеместное
распространение
ХЭ во всех геосферах

2 Непрерывная **миграция**
ХЭ во времени и в
пространстве

3 **Многообразие** форм
и видов
существования
ХЭ в геосферах

4 Преобладание
рассеянного состояния
ХЭ
над **концентрированным**

ХЭ –
химические
элементы

Лекция 2. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Хронология открытия химических элементов

- **до 1500 г.** (13 элементов): Cu, Ag, Au, Pb, Sn, Fe, C - Sb, Hg, Zn, S - As, Bi
- **1500—1800 гг.** (+21 элемент): P, Co, Pt, Ni, H, N, O, Mn, Cl, Ba, Mo, W, Te, U, Zr, Sr, Y, Ti, Cr, Be, (Mg)
- **1800—1849 гг.** (+24 элемента): Nb, Ta, Pd, Ce, Ir, Os, Rh, Na, K, B, Ca, (Mg), I, Cd, Se, Li, Si, Al, Br, Th, V, La, Er, Tb, Ru,
- **1850—1899 гг.** (+26 элементов): Rb, Cs, Tl, In, Ga, Yb, Tm, Sm, Ho, Sc, Pr, Nd, F, Ge, Gd, Dy, Ar, He, Ne, Xe, Kr, Po, Ra, Rn, Ac - импульс открытиям придало развитие спектроскопии.
- **1900—1949 гг.** (+13 элементов): Eu, Lu, Pa, Hf, Re, Tc, Fr, At, Np, Pu, Am, Cm, Pm, Bk - импульс от квантовой теории атома и квантовой механики.
- **1950—1999 гг.** (+16 элементов): Cf открытия после начала использования атомной энергии, номера элементов от 98 и выше, синтез на ускорителях.
- **2000 г.—настоящее время** (+5 элементов): недавний ядерный синтез.

Хронология открытия химических элементов

Number of known chemical elements 1700-2000














Периодическая система (современный вид)

<u>Лантаноиды</u> *	57 <u>La</u> Лантан	58 <u>Ce</u> Церий	59 <u>Pr</u> Празеодим	60 <u>Nd</u> Неодим	61 <u>Pm</u> Прометий	62 <u>Sm</u> Самарий	63 <u>Eu</u> Европий	64 <u>Gd</u> Гадолиний	65 <u>Tb</u> Тербий	66 <u>Dy</u> Диспрозий	67 <u>Ho</u> Гольмий	68 <u>Er</u> Эрбий	69 <u>Tm</u> Тулий	70 <u>Yb</u> Иттербий	71 <u>Lu</u> Лютеций
<u>Актиноиды</u> **	89 <u>Ac</u> Актиний	90 <u>Th</u> Торий	91 <u>Pa</u> Протактиний	92 <u>U</u> Уран	93 <u>Np</u> Нептуний	94 <u>Pu</u> Плутоний	95 <u>Am</u> Америций	96 <u>Cm</u> Кюрий	97 <u>Bk</u> Берклий	98 <u>Cf</u> Калифорний	99 <u>Es</u> Эйнштейний	100 <u>Fm</u> Фермий	101 <u>Md</u> Менделевий	102 <u>No</u> Нобелий	103 <u>Lr</u> Лоуренсий
<u>Суперактиноиды</u> ***	121 <u>Uub</u> Унбиуний	122 <u>Ubb</u> Унбий	123 <u>Ubl</u> Унбитрий	124 <u>Ubu</u> Унбиквадий	125 <u>Ubr</u> Унбипентий	126 <u>Ubf</u> Унбифеконий									

ш • о • р

Семейства химических элементов

 <u>Щелочные металлы</u>	 <u>Другие неметаллы (16-я (VI) группа — халькогены)</u>
 <u>Щелочноземельные металлы</u>	 <u>Галогены</u>
 <u>Переходные металлы</u>	 <u>Благородные газы</u>
 <u>Постпереходные металлы</u>	 <u>Лантаноиды</u>
 <u>Полуметаллы — металлоиды</u>	 <u>Актиноиды</u>
 <u>Суперактиноиды</u>	

126 элементов. Из них все трансураниевые элементы ($Z = 93-107$), а также элементы с $Z = 43$ (технеций), 61 (прометий), 85 (астат), 87 (франций) получены

Periodic Table of the Elements
(based on $\Delta C = 12.0000$)

Legend:
 14 Atomic number
Si Symbol
 Silicon Name
 28.086 Atomic mass
 $1s^2 2s^2 2p^2$ Valence electron configuration

1 H Hydrogen 1.008 1s ¹																	2 He Helium 4.003 1s ²		
3 Li Lithium 6.941 2s ¹	4 Be Beryllium 9.012 2s ²	TRANSITION METALS										7 N Nitrogen 14.007 2s ² 2p ³	8 O Oxygen 15.999 2s ² 2p ⁴	9 F Fluorine 18.998 2s ² 2p ⁵	10 Ne Neon 20.180 2s ² 2p ⁶				
11 Na Sodium 22.990 3s ¹	12 Mg Magnesium 24.305 3s ²	21 Sc Scandium 44.956 3d ¹ 4s ²	22 Ti Titanium 47.88 3d ² 4s ²	23 V Vanadium 50.942 3d ³ 4s ²	24 Cr Chromium 51.996 3d ⁵ 4s ¹	25 Mn Manganese 54.938 3d ⁵ 4s ²	26 Fe Iron 55.845 3d ⁶ 4s ²	27 Co Cobalt 58.933 3d ⁷ 4s ²	28 Ni Nickel 58.693 3d ⁸ 4s ²	29 Cu Copper 63.546 3d ¹⁰ 4s ¹	30 Zn Zinc 65.38 3d ¹⁰ 4s ²	31 Ga Gallium 69.723 3d ¹⁰ 4s ² 4p ¹	32 Ge Germanium 72.61 3d ¹⁰ 4s ² 4p ²	33 As Arsenic 74.922 3d ¹⁰ 4s ² 4p ³	34 Se Selenium 78.96 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁴	35 Br Bromine 79.904 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁵	36 Kr Krypton 83.80 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶		
37 Rb Rubidium 85.468 5s ¹	38 Sr Strontium 87.62 5s ²	39 Y Yttrium 88.906 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ²	40 Zr Zirconium 91.224 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ²	41 Nb Niobium 92.906 3d ⁴ 4s ² 4p ⁶ 5s ²	42 Mo Molybdenum 95.94 3d ⁵ 4s ¹ 4p ⁶ 5s ²	43 Tc Technetium 98 3d ⁵ 4s ¹ 4p ⁶ 5s ²	44 Ru Ruthenium 101.07 3d ⁷ 4s ¹ 4p ⁶ 5s ²	45 Rh Rhodium 102.906 3d ⁸ 4s ¹ 4p ⁶ 5s ²	46 Pd Palladium 106.42 3d ¹⁰ 4s ¹	47 Ag Silver 107.868 3d ¹⁰ 4s ¹ 4p ⁶ 5s ²	48 Cd Cadmium 112.411 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ²	49 In Indium 114.82 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5p ¹	50 Sn Tin 118.710 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5p ²	51 Sb Antimony 121.757 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5p ³	52 Te Tellurium 127.60 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5p ⁴	53 I Iodine 126.905 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5p ⁵	54 Xe Xenon 131.29 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5p ⁶		
55 Cs Cesium 132.905 6s ¹	56 Ba Barium 137.327 6s ²	57 La Lanthanum 138.905 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹ 6s ²	58 Hf Hafnium 178.49 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ² 6s ²	59 Ta Tantalum 180.948 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ³ 6s ²	60 W Tungsten 183.85 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁴ 6s ²	61 Re Rhenium 186.207 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁵ 6s ²	62 Os Osmium 190.2 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁶ 6s ²	63 Ir Iridium 192.22 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁷ 6s ²	64 Pt Platinum 195.08 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁹ 6s ¹	65 Au Gold 196.967 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ¹	66 Hg Mercury 200.59 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ²	67 Au Gold 196.967 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ¹	68 Hg Mercury 200.59 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ²	69 Tl Thallium 204.38 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ² 6p ¹	70 Pb Lead 207.2 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ² 6p ²	71 Bi Bismuth 208.98 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ² 6p ³	72 Po Polonium [209] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ² 6p ⁴	73 At Astatine [210] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ² 6p ⁵	74 Rn Radon [222] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹⁰ 6s ² 6p ⁶
87 Fr Francium [223] 7s ¹	88 Ra Radium [226] 7s ²	89 Ac Actinium [227] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ¹ 6s ² 6p ⁶ 7s ²	104 Rf Rutherfordium [261] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁴ 6s ² 6p ⁶ 7s ²	105 Ha Hassium [262] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁵ 6s ² 6p ⁶ 7s ²	106 Hs Hassium [263] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁶ 6s ² 6p ⁶ 7s ²	107 Ns Nihonium [285] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁷ 6s ² 6p ⁶ 7s ²	108 Hs Hassium [285] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁸ 6s ² 6p ⁶ 7s ²	109 Mt Meitnerium [288] 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶ 5s ² 5d ⁹ 6s ² 6p ⁶ 7s ²	110	111	112	113	114	115	116	117	118		

All atomic mass given in parentheses is the mass number of the isotopes of original isotopes for that element

*The f-14 group designation has been recommended by the International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC) but is not widely used. We refer to the standard I.C.S. notation for group numbers (1A-6A and 1B-8B)

*ACI-embodied names: (1) f-14 series for f-14-108 are dubnium (Db), rutherfordium (Rf), seaborgium (Sg), tennessine (Ts), and oganesson (Og), respectively

INNER TRANSITION METALS

Lanthanide series

58 Ce Cerium 140.12 4f ¹ 5d ¹ 6s ²	59 Pr Praseodymium 140.908 4f ³ 6s ²	60 Nd Neodymium 144.24 4f ⁴ 6s ²	61 Pm Promethium [145] 4f ⁵ 6s ²	62 Sm Samarium 150.36 4f ⁶ 6s ²
90 Th Thorium 232.038 6d ² 7s ²	91 Pa Protactinium 231.036 5f ² 6d ¹ 7s ²	92 U Uranium 238.029 5f ³ 6d ¹ 7s ²	93 Np Neptunium 237.048 5f ⁴ 6d ¹ 7s ²	94 Pu Plutonium [244] 5f ⁶ 7s ²

Actinide series

63 Eu Europium 151.96 4f ⁷ 6s ²	64 Gd Gadolinium 157.25 4f ⁷ 5d ¹ 6s ²	65 Tb Terbium 158.93 4f ⁹ 6s ²	66 Dy Dysprosium 162.50 4f ¹⁰ 6s ²	67 Ho Holmium 164.93 4f ¹¹ 6s ²	68 Er Erbium 167.26 4f ¹² 6s ²	69 Tm Thulium 168.93 4f ¹³ 6s ²	70 Yb Ytterbium 173.04 4f ¹⁴ 6s ²	71 Lu Lutetium 174.967 4f ¹⁴ 5d ¹ 6s ²
95 Am Americium [243] 5f ⁷ 7s ²	96 Cm Curium [247] 5f ⁷ 7s ²	97 Bk Berkelium [247] 5f ⁹ 7s ²	98 Cf Californium [251] 5f ¹⁰ 7s ²	99 Es Einsteinium [252] 5f ¹¹ 7s ²	100 Fm Fermium [257] 5f ¹² 7s ²	101 Md Mendelevium [288] 5f ¹³ 7s ²	102 No Nobelium [289] 5f ¹⁴ 7s ²	103 Lr Lawrencium [260] 5f ¹⁴ 5d ¹ 7s ²

ПОНЯТИЕ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

«**Средние содержания** ряда ведущих элементов в земной коре исследовались с **1815** английским учёным **У. Филлипсом**.

Обобщение данных по химическому составу различных горных пород, слагающих земную кору, с учётом их распространения до глубины 16 км, впервые было сделано американским учёным ф. **У. Кларком (1889)**.

Термин (в честь Кларка) и **современная концепция кларков** предложены советским учёным **А. Е. Ферсманом в 1923**. По Ферсману, кларки — нормальное содержание элемента в системе, позволяющее фиксировать любое отклонение от нормы (концентрацию или рассеяние), вызванное миграцией элементов.

Наиболее **полные сводки кларков** и **оригинальные оценки среднего содержания** элементов в разных типах горных пород и земной коре принадлежат

А.Е. Ферсману (1933),

А. П. Виноградову (1949, 1956, 1962),

С. Р. Тейлору (1964),

А. А. Беусу (1972, 1980)»

Горная энциклопедия (<http://www.mining-enc.ru>)

ПРАВИЛА РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

- 1. Все доступное для исследования вещество состоит из одних и тех же химических элементов.** (Их количественные соотношения, в пределах порядка величин, примерно одинаковые, Вернадский, 1926).)
- 2. Распространенность химических элементов подчиняется следующим правилам:**
 - А) Распространенность уменьшается с ростом заряда атома***
(Распространенность элементов как функция массового числа, построена на основе анализа информации о распространенности элементов на Земле, в метеоритах, на Солнце и в звездах. Вещество во Вселенной в основном состоит из водорода - 90% всех атомов. По распространенности гелий занимает второе место, составляя ~ 10% от числа атомов водорода)
 - Б) Зависимость распространенности элементов от заряда ядра имеет две ветви – крутую для легких элементов (до $A \sim 60$) и значительно более пологую для более тяжелых химических элементов***
 - В) Четные химические элементы распространены больше, чем их нечетные соседи (правило Оддо-Гаркинса) (исключение – H, He , а также Li, Be, V).***

Распространенность химических элементов в Солнечной системе

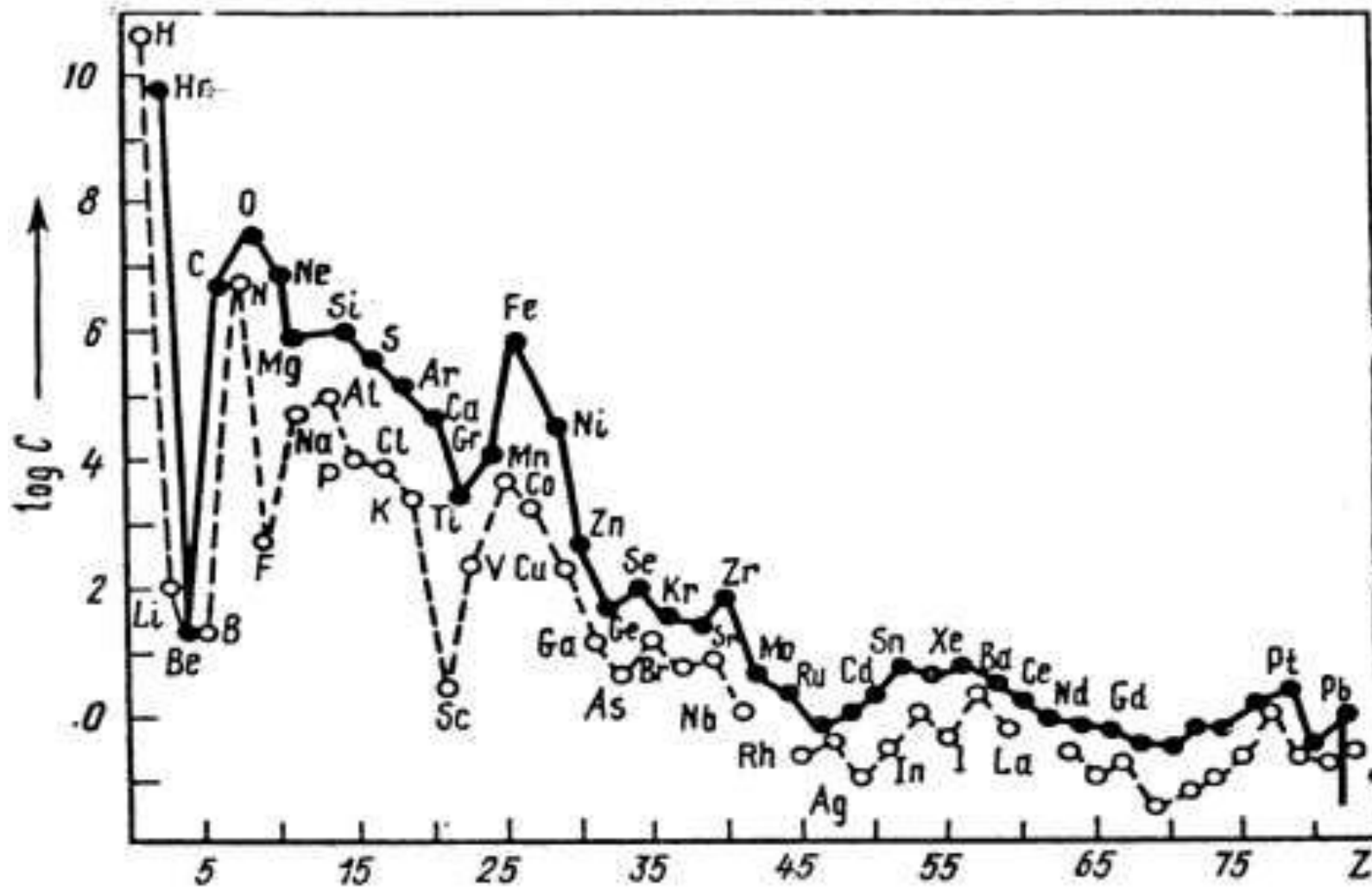


Рис. 6. Относительная атомная распространенность химических элементов в Солнечной системе в зависимости от порядкового номера Z (по Л. Аллеру и Д. Россу). Черными кружками обозначены четные элементы, светлыми — нечетные

3. Космическая распространенность химических элементов определяется стабильностью ядер атомов (Вернадский, 1921, Goldschmidt, 1930).

Среди наиболее существенных особенностей распространенности элементов можно выделить следующие:

А). Существует глубокий минимум, соответствующий литию, бериллию и бору.

Б). Сразу за этим глубоким минимумом следует максимум, обусловленный повышенной распространенностью углерода и кислорода.

В). Вслед за кислородным максимумом идет скачкообразное падение вплоть до скандия ($Z=21$, $A=45$).

Г). Наблюдается резкое повышение распространенности элементов в районе железа (“железный пик”).

Д). Ряд ядер, так называемые обойденные ядра - ^{74}Se , ^{78}Kr , ^{92}Mo , ^{96}Ru и др., имеют распространенность на два порядка меньшую, чем соседние ядра. Эти особенности распространенности элементов и должны быть объяснены в теории образования элементов.

Распространенность элементов в фотосфере Солнца (Anders , Grevesse , 1989)

Элемент	Распространенность		Элемент	Распространенность		Элемент	Распространенность		Элемент	Распространенность	
	10 ⁻⁴ вес.%	n/10 ⁶ Si		10 ⁻⁴ вес.%	n/10 ⁶ Si		10 ⁻⁴ вес.%	n/10 ⁶ Si		10 ⁻⁴ вес.%	n/10 ⁶ Si
1 H	707000	2.82x10 ¹⁰	22 Ti	3.23	2.75x10 ³	44 Ru	0.0049	1.9	66 Dy	0.0014	0.35
2 He	274000	2.75x10 ⁹	23 V	0.36	2.82x10 ²	45 Rh	0.00095	0.37	67 Ho	0.00021	0.051
3 Li	0.000069	0.41	24 Cr	17	1.32x10 ⁴	46 Pd	0.0037	1.4	68 Er	0.0010	0.24
4 Be	0.000090	0.40	25 Mn	9.46	2.92x10 ³	47 Ag	0.00066	0.25	69 Tm	0.00012	0.028
5 B	0.0030	11.0	26 Fe	1830	1.32x10 ⁶	48 Cd	0.0057	2.0	70 Yb	0.0015	0.34
6 C	3050	1.02x10 ⁷	27 Co	3.43	2.34x10 ³	49 In	0.0037	1.3	71 Lu	0.00071	0.16
7 N	1100	3.16x10 ⁶	28 Ni	73.2	5.01x10 ⁴	50 Sn	0.0083	2.8	72 Hf	0.00095	0.21
8 O	9550	2.40x10 ⁷	29 Cu	0.72	4.56x10 ²	51 Sb	0.00085	0.28	73 Ta		
9 F	0.48	1.02x10 ³	30 Zn	1.8	1.12x10 ³	52 Te			74 W	0.0017	0.36
10 Ne	1740	3.47x10 ⁶	31 Ga	0.037	22.4	53 J			75 Re		
11 Na	34.5	6.03x10 ⁴	32 Ge	0.13	72.3	54 Xe	0.02	4.7	76 Os	0.0038	0.79
12 Mg	650	1.07x10 ⁶	33 As			55 Cs			77 Ir	0.0030	0.63
13 Al	55.8	8.32x10 ⁴	34 Se			56 Ba	0.013	3.8	78 Pt	0.0086	1.8
14 Si	699	1.00x10 ⁶	35 Br			57 La	0.0016	0.47	79 Au	0.0014	0.29
15 P	6.1	7.94x10 ³	36 Kr	0.0938	45.0	58 Ce	0.0035	1.0	80 Hg		
16 S	3670	4.57x10 ⁵	37 Rb	0.024	11	59 Pr	0.00051	0.15	81 Tl	0.0011	0.22
17 Cl	7.9	8.91x10 ³	38 Sr	0.049	22	60 Nd	0.0032	0.89	82 Pb	0.010	2.0
18 Ar	101	1.02x10 ⁵	39 Y	0.011	4.9	62 Sm	0.0011	0.28	83 Bi		
19 K	3.62	3.72x10 ³	40 Zr	0.025	11	63 Eu	0.00034	0.091	90 Th	0.00021	0.037
20 Ca	64.4	6.46x10 ⁴	41 Nb	0.0017	1	64 Gd	0.0015	0.37	92 U		
21 Sc	0.040	35.5	42 Mo	0.0056	2.3	65 Tb	0.000089	0.022			

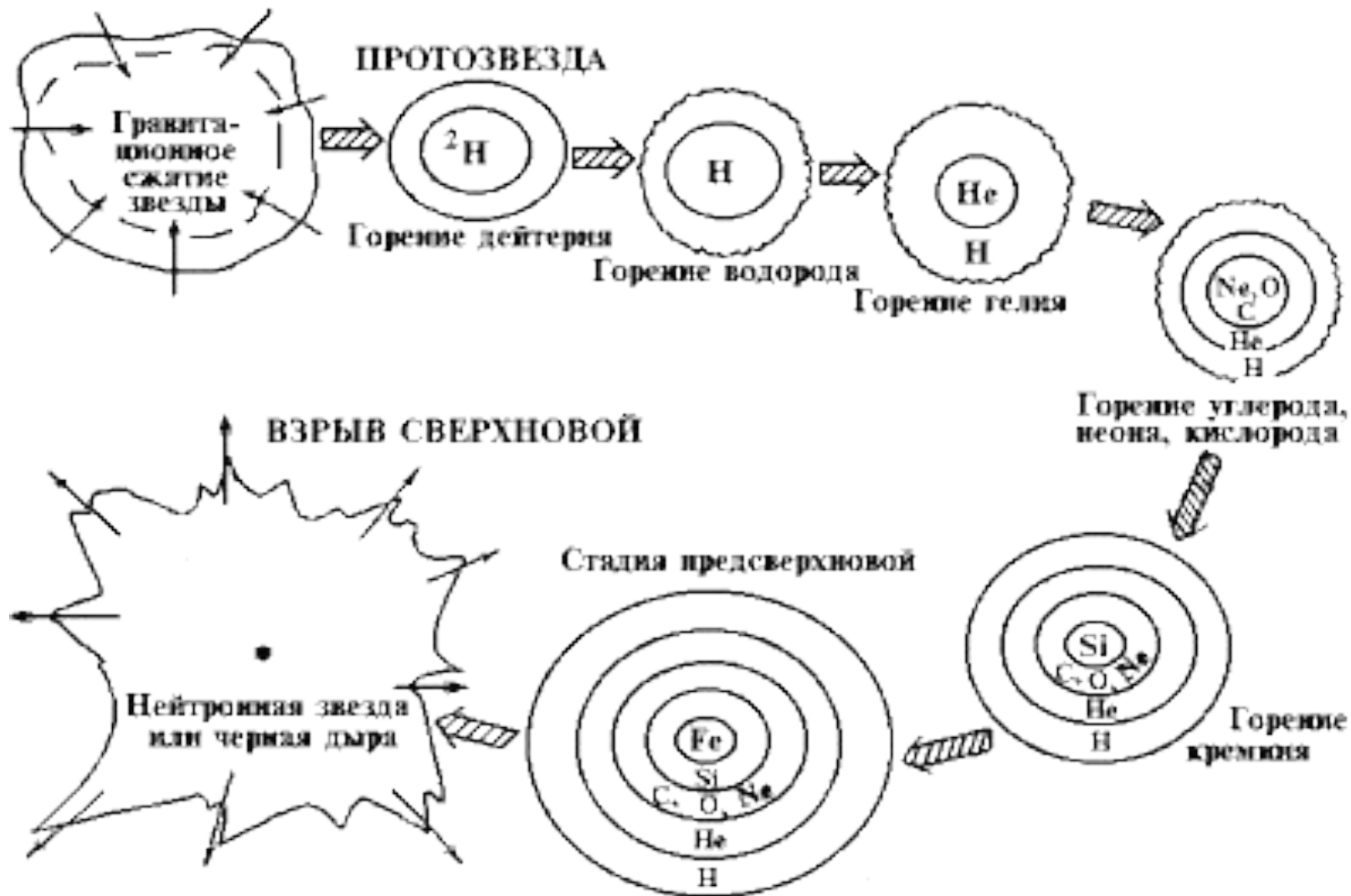
4. Химические элементы образуются в ходе ядерных процессов (процессов нуклеосинтеза), протекающих на разных стадиях эволюции Вселенной (Gamov, 1939, 1946; Alpher, Bethe, Gamov, 1948; Чердынцев, 1956; E.Burbidge, G.Burbidge, Fowler, Hoyle, 1957; Fowler, 1985).

5. Солнце как звезда второго поколения, принадлежащая к Главной последовательности, может служить хорошим представителем основной массы видимого вещества Вселенной.

6. Вещество звезд второго и более поздних поколений, рассеянной материи (газо-пылевых туманностей), планетных систем является, с точки зрения происхождения химических элементов, гетерогенным. Оно представляя собой смесь продуктов ядерных реакций, протекавших на разных стадиях предшествующей истории; последний этап нуклеосинтеза в районе Солнечной системы произошел <незадолго> (за 200 - 400 млн. лет) до формирования твердой фракции ее вещества (4.55 млрд. лет назад).

7. Процессы смешения продуктов нуклеосинтеза оказываются в высшей степени эффективными и приводят к тому, что в главной своей массе протопланетное вещество Солнечной системы достаточно хорошо перемешено и характеризуется весьма однородным изотопным составом; но при этом некоторая (очень небольшая по массе) фракция метеоритного вещества отличается изотопными <аномалиями>, прямыми <свидетелями> гетерогенности

Основные этапы эволюции массивной звезды ($M > 25 M_{\odot}$)



Теоретический расчет возможных ядерных реакций в звездах различной массы

- Масса, M_0
- 0.08
- 0.3
- 0.7
- 5.0
- 25.0
- M_0 – масса Солнца
- Возможные ядерные реакции
- Нет
- Горение водорода
- Горение водорода и гелия
- Горение водорода, гелия, углерода
- Все реакции синтеза с выделением энергии

Есть предположения, что синтез химических элементов непрерывно идет во Вселенной. На Земле новые элементы, возможно, образуются в ее ядре. В итоге можно заключить, что в синтезе химических элементов участвуют следующие космические процессы, которые обозначаются буквами латинского алфавита:

1. H – горение водорода при высоких температурах.
2. H – сгорание водорода с образованием *He*.
3. He – горение *He* с образованием ^{12}C , ^{16}O , ^{20}Ne . Процессы с α -частицами, при которых образуются ^{24}Mg , ^{28}Si , ^{32}S , ^{36}Ar , ^{40}Ca , в результате последовательного захвата α -частиц ядрами ^{16}O и ^{20}Ne .
4. C – взрывное горение углерода.
5. O – взрывное горение кислорода.
6. Si – взрывное горение кремния.
7. n – обогащение нейтронами продуктов горения кремния.
8. e-процесс равновесный – статическое равновесие между ядрами, протонами и нейтронами при высокой температуре, объясняющее пик распространенности для *Fe*.
9. s-процесс медленного захвата нейтронов с образованием элементов до ^{209}Bi включительно.
10. r-процесс быстрого захвата нейтронов с образованием элементов до ^{254}Cf .
11. p-процесс, при котором образуются богатые протонами ядра.
12. x-процесс с образованием *Li*, *Be* и *B* путем взаимодействия космических лучей с атомными ядрами межзвездной среды.
13. U-процесс космологического нуклеосинтеза до образования звезд.

В зарождении конкретных химических элементов участвовали следующие

ПРОЦЕССЫ НУКЛЕОСИНТЕЗА

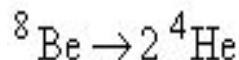
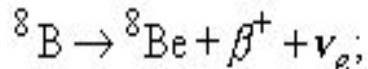
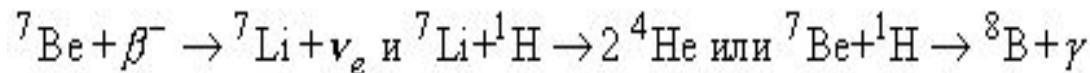
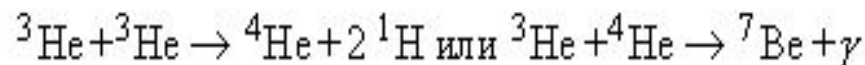
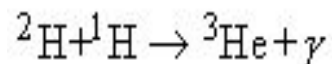
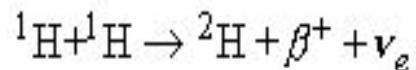


Источником большинства ядер является определенная последовательность ядерных реакций, протекающих в недрах звезд.

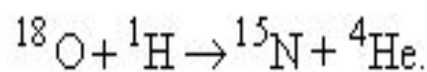
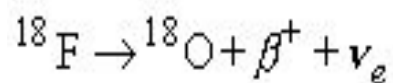
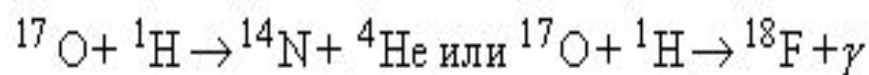
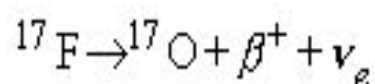
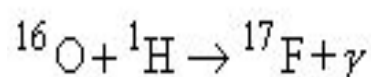
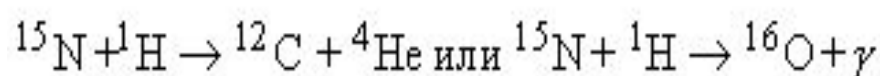
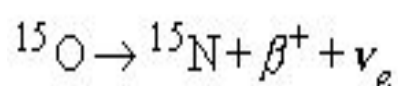
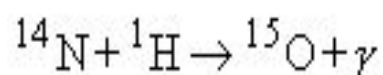
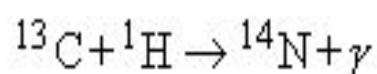
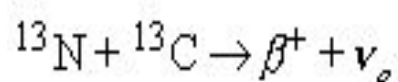
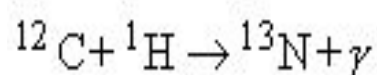
РЕАКЦИИ НУКЛЕОСИНТЕЗА

- **Горение водорода.** Это один из основных процессов, поддерживающих длительное выделение энергии в звездах. При горении водорода происходит слияние 4-х ядер водорода с образованием ядра ${}^4\text{He}$. Этот процесс происходит либо в pp-цепочке, либо в циклических ядерных реакциях с участием более тяжелых ядер - C, N, O, Ne и др., играющих роль катализатора. Сюда же относятся процессы с участием протонов, в которых производится некоторое количество легких элементов.

Протон - протонный цикл

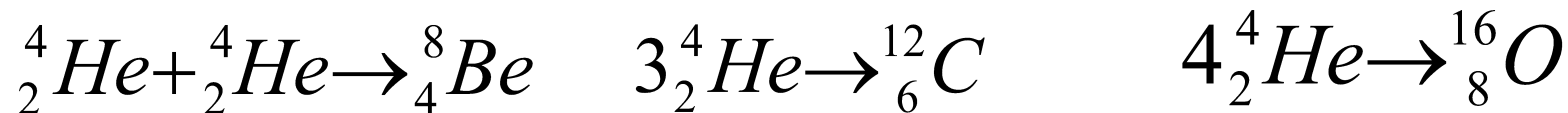


CNO - Цикл



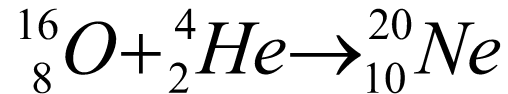
Горение гелия.

- После того, как в звезде накапливается гелий, под действием сил гравитации гелиевое ядро сжимается, становится достаточно плотным и горячим и в нем начинается процесс горения гелия с образованием ядер ^{12}C , ^{16}O , ^{20}Ne .
- Когда водород заканчивается, звезды с массой менее 40% солнечной умирают, превращаясь в тусклые и компактные белые карлики, состоящие из гелия. У более массивных звезд центральная область сжимается, и температура там достигает 10^8 К. При такой температуре возможно взаимодействие ядер гелия, а высокая плотность звездных недр делает вполне вероятной встречу трех или четырех таких ядер с реакцией рождения углерода или кислорода:



α -Процесс.

- Это процесс последовательного добавления α -частиц к ядру ^{20}Ne с образованием ядер ^{24}Mg , ^{28}Si , ^{32}S , ^{36}Ar , ^{40}Ca . Он описывает повышенную распространенность элементов типа $N \cdot \alpha$, где α - ядро ^4He , а N - целое число.



E-процесс.

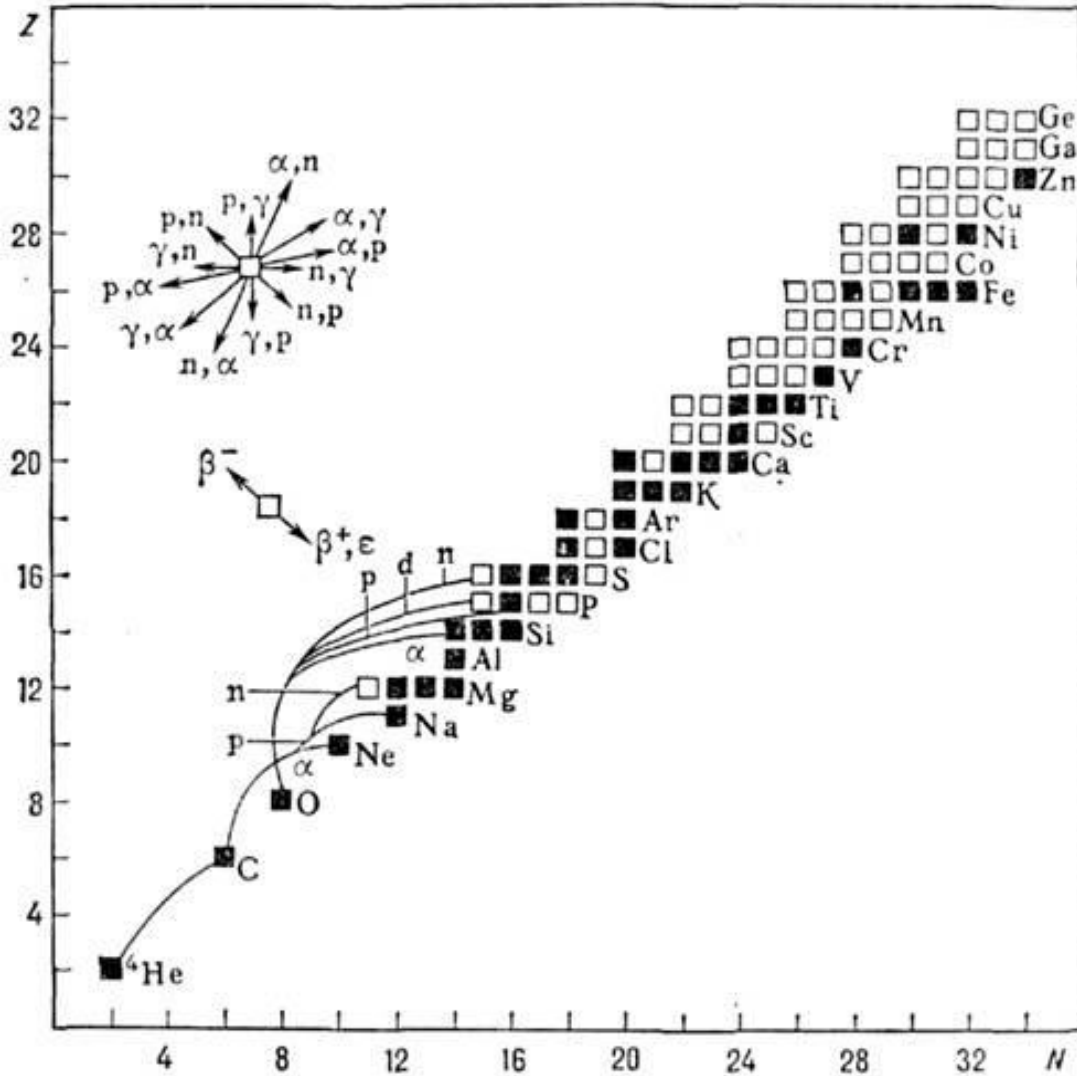
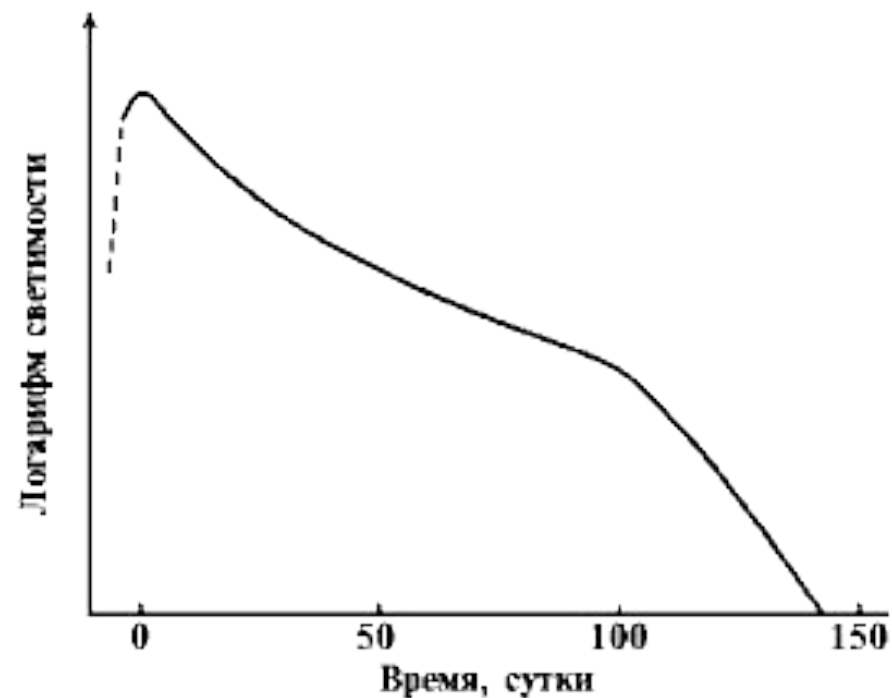
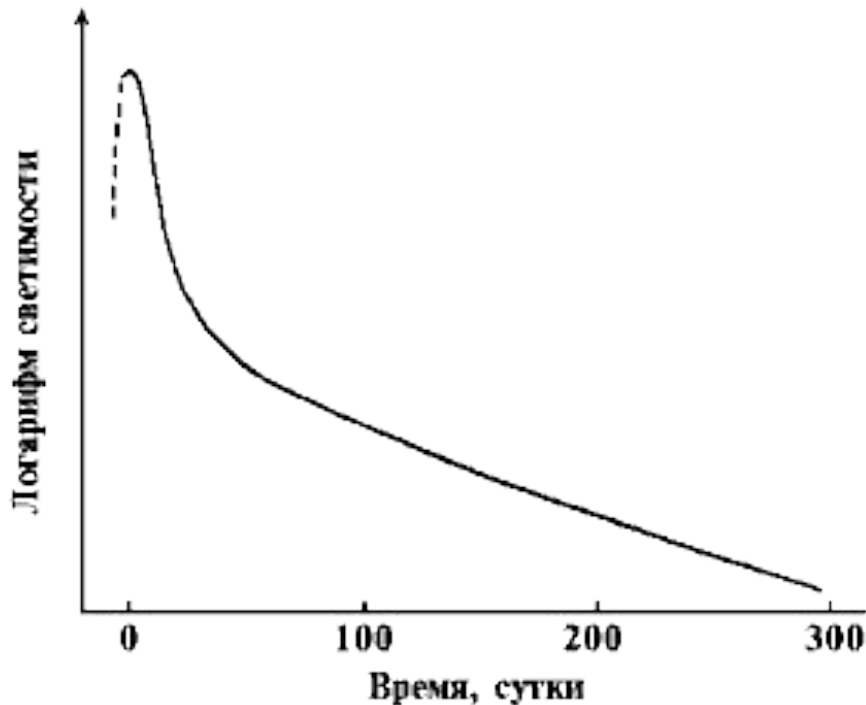


Рис. 1. Сеть реакций нуклеосинтеза, приводящая к образованию стабильных (■) и радиоактивных (□) ядер с числом протонов (Z) от 2 до 34.

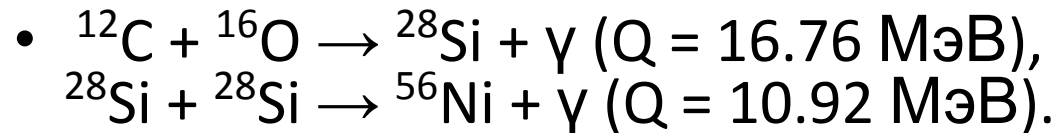
• Во взрывном Нуклеосинтезе сеть ядерных реакций (рис. 1), протекающих при $T \sim 3 \times 10^9 - 10^{10}$ К в условиях термодинамич. равновесия (т. н. е-процесс), приводит к образованию железа и соседних с ним элементов в области "железного пика" (максимума на кривой распространённости нуклидов вблизи $A = 56$). В верх. половине рис. (слева) стрелками показаны ядерные превращения, происходящие в результате взаимодействия ядер с гамма-квантами, нейтронами, протонами и альфа-частицами (направления стрелок соответствуют перемещениям ядер по диаграмме в результате указанных реакций). Стрелки с символами α , n , p , γ соответствуют перемещениям по диаграмме в результате α -распадов и электронного захвата e . Кривыми показаны пути ("каналы") реакций "горения" гелия (^4He), углерода и кислорода ($^{12}\text{C} + ^{12}\text{C}$, $^{12}\text{C} + ^{16}\text{O}$, $^{16}\text{O} + ^{16}\text{O}$) с испусканием протонов (p), нейтронов (n), дейтронов (d) и

НУКЛЕОСИНТЕЗ В СВЕРХНОВЫХ – ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПИКА ЖЕЛЕЗА НА КОНЕЧНОЙ СТАДИИ ЭВОЛЮЦИИ ЗВЕЗД

- Сверхновые звезды - это массивные звезды, светимость которых внезапно увеличивается до огромной величины, а затем постепенно спадает. Сверхновая проходит все этапы эволюции звезды, завершая “жизненный путь” гравитационным коллапсом. С учетом того, что звезда теряет часть массы как до, так и в процессе коллапса, начальная масса сверхновой должна составлять не менее 8 - 10 M_{\odot} .



- Эта стадия в эволюции массивной звезды наступает тогда, когда завершаются реакции термоядерного синтеза и в центре звезды образуются ядра группы железа. После образования ядер железа ядерный разогрев сердцевины звезды останавливается (ядерное топливо полностью исчерпано) и ядро звезды начинает сжиматься под действием сил гравитации. В ядре звезды происходят ядерные процессы совершенно другой природы - ядра области “железного” максимума расщепляются на более легкие ядра, α -частицы, нейтроны и протоны.
- Сверхновые I-го типа рождаются из компактных звезд типа белого карлика. Причина взрыва состоит в том, что будущая сверхновая входит в систему двойных звезд. Согласно современным представлениям вещество со спутника, притягиваемое мощным гравитационным полем карлика, постепенно падает на его поверхность, что приводит к увеличению массы углеродно-кислородного ядра белого карлика. В конце концов углерод вспыхивает в центре и сгорает в идущей наружу волне взрывного горения



- При взрывном горении кремния в оболочке сверхновой вне коллапсирующего ядра, но в непосредственной близости от него в основном образуется радиоактивный изотоп ^{56}Ni с периодом полураспада 6.1 дн.
- Далее e-захват приводит к образованию ядра ^{56}Co преимущественно в возбужденном состоянии с энергией 1.72 МэВ с последующим переходом в основное состояние и испусканием каскада γ -квантов с энергиями от 0.163 МэВ до 1.56 МэВ.
- В результате энергия фотонов быстро уменьшается до ~ 100 кэВ, происходит эффективное поглощение их в результате фотоэффекта, что приводит к нагреву вещества звезды.
- По мере расширения звезды плотность вещества в звезде падает, число столкновений фотонов уменьшается и вещество поверхности звезды становится прозрачным для излучения. Как показывают теоретические расчеты, такая ситуация наступает примерно через 20-30 суток после достижения звездой максимума светимости.
- Через 60 суток после начала взрыва эффективное число столкновений фотонов с веществом звезды уменьшается до 1 и γ -излучение свободно выходит из звезды. Этот интервал времени соответствует переходу к экспоненциальному спаду кривой светимости. При столь больших временах источником γ -излучения в основном становится ^{56}Fe , являющийся продуктом β -распада ^{56}Co . В таком распаде ядра ^{56}Fe образуются в состояниях с энергиями возбуждения вплоть до 4.2 МэВ.

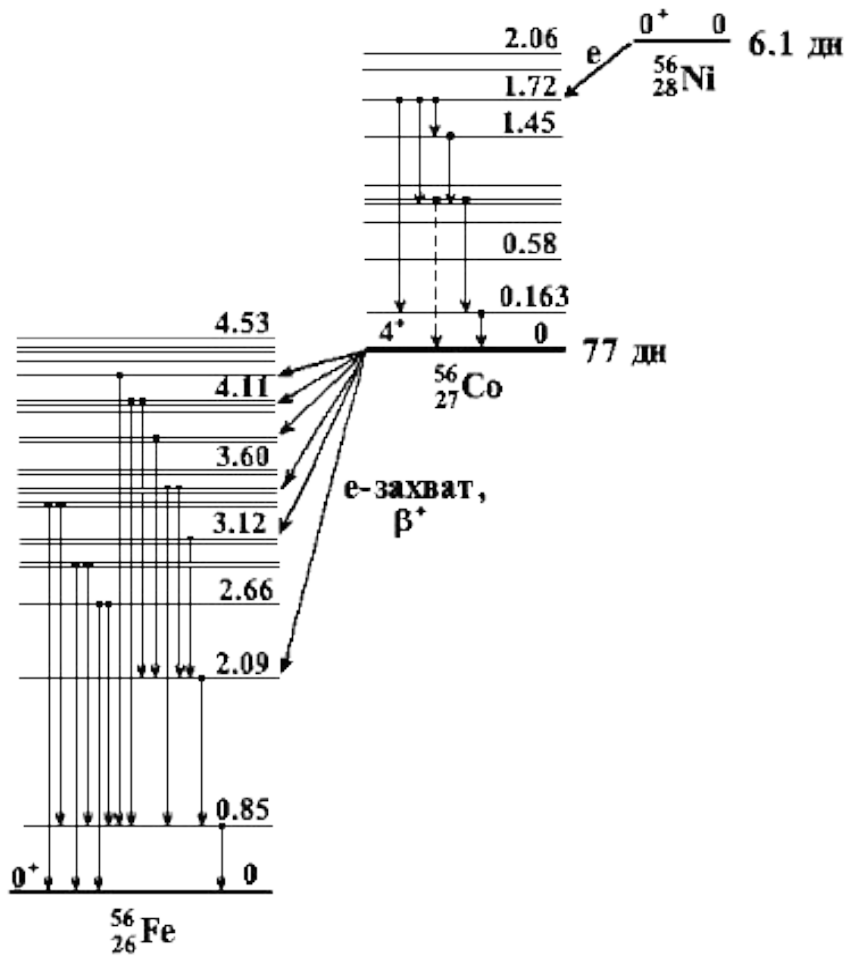


Схема γ - и β -переходов в цепочке $^{56}\text{Ni} \rightarrow ^{56}\text{Co} \rightarrow ^{56}\text{Fe}$. Справа над уровнем указана энергия возбуждения ядра в МэВ. Для основных состояний указаны спины, четности и периоды полураспада.

- Наблюдения указывают на спад светимости после максимума блеска с характерным временем, близким ко времени распада ^{56}Ni ($T_{1/2} = 6.1$ дня) с последующим уменьшением темпа спада светимости до характерного времени распада изотопа ^{56}Co ($T_{1/2} = 77$ дней).
- Таким образом, кривые светимости сверхновых I-го типа определяются в значительной степени свойствами цепочки распадов $^{56}\text{Ni} \rightarrow ^{56}\text{Co} \rightarrow ^{56}\text{Fe}$. Излучаемая в виде γ -квантов энергия примерно на порядок превышает все тепловое излучение сверхновых I-го типа. Масса, выбрасываемая в межзвездное пространство, составляет $\sim M$.

Другие процессы

- **s-Процесс.** Это образование ядер тяжелее железа в результате медленного последовательного захвата нейтронов. Скорость s-процесса меньше скорости β -распада образующихся в процессе захвата нейтронов радиоактивных ядер. Длительность s-процесса от 10^2 до 10^5 лет. s-Процесс отвечает за образование максимумов в распространенности элементов при $A \sim 90, 138$ и 208 .
- **r-Процесс.** Это образование ядер тяжелее железа в результате быстрого последовательного захвата нейтронов со скоростью, существенно превышающей скорость распада образующихся радиоактивных ядер. Характерное время r-процесса $0.01 - 100$ с. В результате r-процесса в кривой распространенности элементов возникают максимумы при $A = 80, 130$ и 195 .
- **p-Процесс.** Это образование наиболее легких изотопов ядер. Он включает в себя образование и захват позитронов, захват протона, фоторождение нейтрона, (p,n) - реакции.
- **X-процесс.** Это процесс нуклеосинтеза, ответственный за образование изотопов ${}^6,7\text{Li}$, ${}^9\text{Be}$, ${}^{10,11}\text{B}$. Считается, что эти элементы образуются в реакциях расщепления под действием космических лучей.

Лекция 3. Космохимические основания геохимии. Классификация метеоритов

- 1. Самым распространенным типом метеоритов являются хондриты, которые отличаются комплексом химических и структурных признаков, заставляющих считать их вещество <примитивным>, не прошедшим стадии планетной дифференциации.
- 2. Особое место среди хондритов занимают CI-хондриты, атомная распространенность всех, кроме сильно летучих (H, He, Ne, Ar, Kr, Xe), элементов в них практически тождественна солнечной; это позволяет рассматривать вещество CI-хондритов представительным образцом нелетучей фракции протопланетного вещества Солнечной системы.

Классификация метеоритов (2000 г)

Класс	Главные породообразующие минералы	Типоморфные второстепенные минералы	Общее число	Число падений	Процент падений
1	2	3	4	5	6
Каменные:					
Хондриты В том числе:			14908	791	85.2
CI	Серпентин, хлорит; углеродистое вещество	Точилинит; магнетит; пирротин, пентландит; кальцит, магнезит, гипс, эпсомит; графит, алмаз	5	5	
Другие C	Оливин, ромб.пироксен; плагиоклаз; Fe,Ni; троилит	Матрица - см.минералогию CI тугоплавкие включения - анортит, шпинель, мелилит, хибонит, перовскит, диопсид	476	32	
LL - L - H	Оливин, гиперстен-бронзит, Ca-пироксен, альбит-олигоклаз; FeNi; троилит	Хромит; ильменит; фосфаты Ca	14223	738	
K	Бронзит-энстатит; альбит; FeNi; троилит	Форстерит; добреелит, алабандин	3	1	
E	Энстатит; альбит; Si-FeNi; Cr,Ti-троилит	Алабандин-найнинджерит, ольдгамит, добреелит, касу- эллсилверит; шрейберзит, перриит; синоит	201	15	

Ахондриты в том числе:			606	77	8.3
HED	Анортит; пижонит-гиперстен	Хромит; ильменит; фосфаты Ca; троилит; FeNi	387	55	
<Лунные>	Анортит-битовнит; ортопироксен, Fe-авгит; ильменит	Троилит; FeNi; фосфаты Ca	18		
SNC	Битовнит-лабрадор; ортопироксен, оливин; диопсид	Ti-магнетит; фосфаты Ca; керсутит	15	4	
An	Авгит	Ti-магнетит	4	1	
Au	Энстатит	Ti-троилит, хейдеит, ольдгамит, алабандин; осборнит	46	9	
Ur	Оливин; клинобронзит; FeNi	Cr-троилит; графит, алмаз; зюссит	92	5	
Аномальные	Оливины, пироксены, плагиоклазы	Троилит; FeNi; хромит; ильменит; фосфаты Ca	44	3	
Железо-каменные В том числе:			116	12	1.3
Ms	Анортит; пижонит-гиперстен; FeNi	Хромит; ильменит; циркон, Nb-рутил; троилит; фосфаты Ca	66	7	
Pa	Оливин; FeNi	Хромит; ильменит; фосфаты Fe,Mg	50	5	
Железные	FeNi - камасит, тенит; троилит	Добреелит; шрейберзит; когенил, графит; силикатные и сульфидные включения - оливины, пироксены, космохлор, криновит; рихтерит; щел. полев. шпаты; фосфаты Ca,Na,Mg; Mn-хромит; алабандин, сфалерит	865	48	5.2
Всего			16495	928	100.0

Углистый
хондрит



Обыкновенный
хондрит



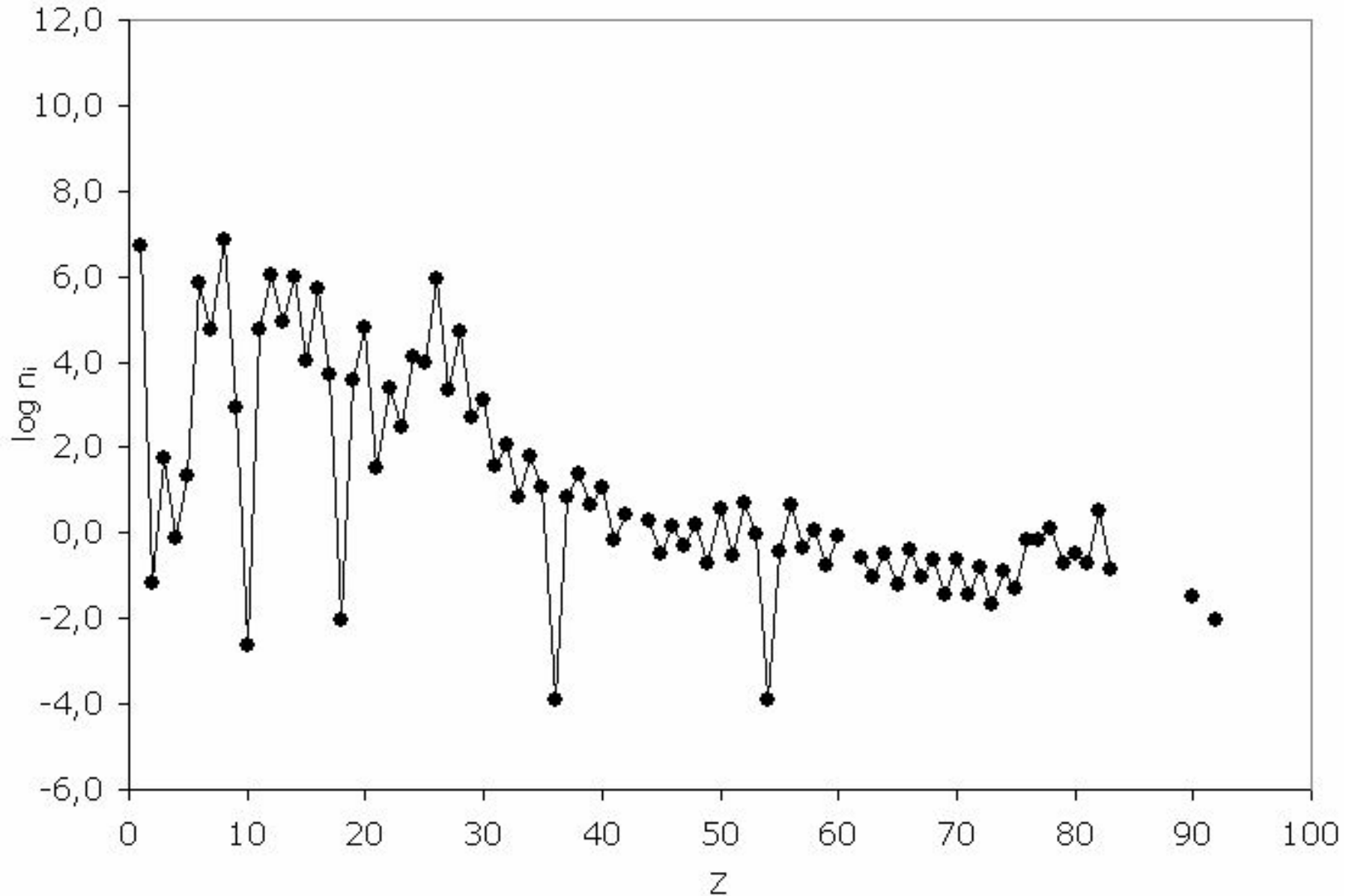
Ахондрит



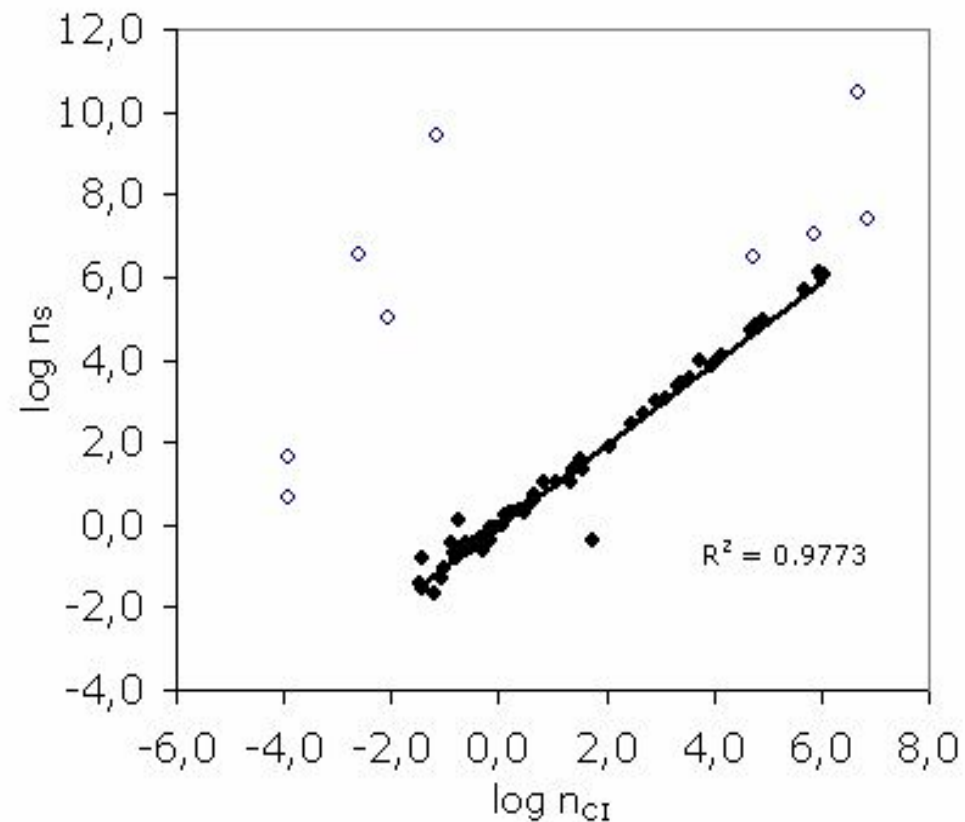
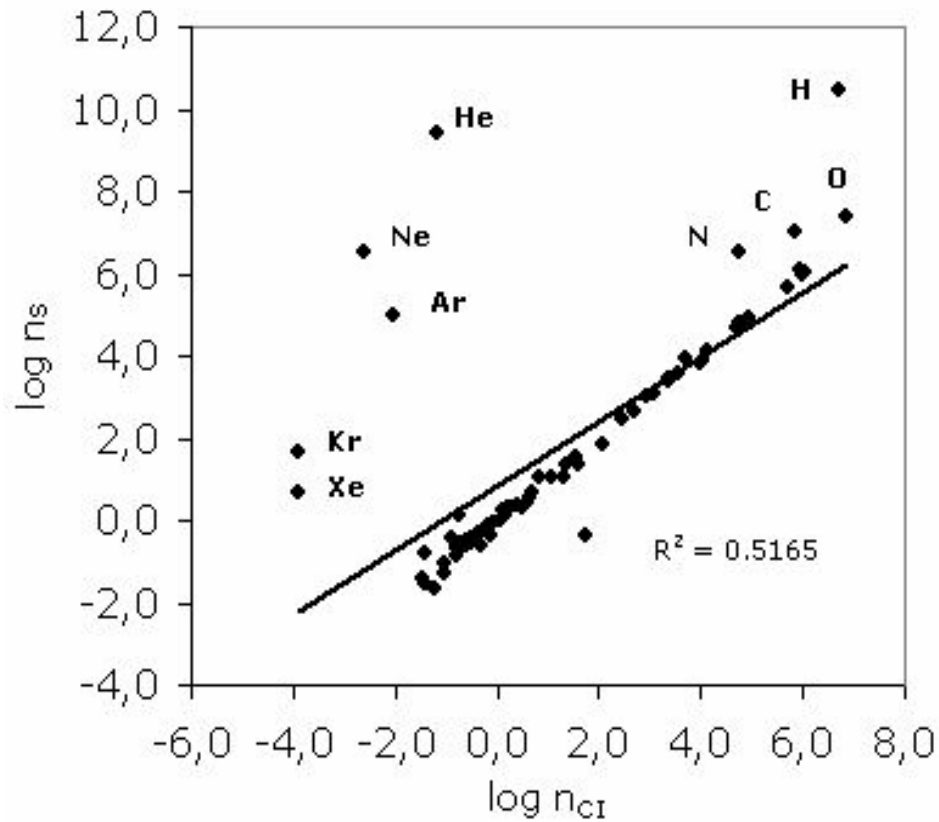
Железный



Распространенность химических элементов (число атомов n_i на 106 атомов Si) в CI-хондритах.



Соотношения распространенности химических элементов (число атомов n_i на 10^6 атомов Si) на Солнце (n_s) и в углистых (CI) хондритах (n_{CI}).



Лекция 3. Космохимические основания геохимии

3. Формирование твердых фаз протопланетного вещества Солнечной системы сопровождалось фракционированием химических элементов в соответствии с относительной термодинамической устойчивостью различных типов их соединений [геохимическая классификация элементов Гольдшмидта]; законы распределения химических элементов по принципиальным типам соединений контролируют форму нахождения химических элементов в протопланетном веществе и определяют их поведение в процессах формирования и на начальных стадиях дифференциации планет; распределение химических элементов зависит от строения атомных оболочек.

Геохимическая классификация элементов

В.М. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1924)

Сидерофильные	Халькофильные	Литофильные	Атмофильные	Биофильные
Fe Ni, Co Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au (Ga), Ge, Sn (Nb), Ta, Mo, (W) P, C (N), (As), (Sb), Bi (Se), (Te)	Fe S, Se, (Te) Cu, Ag, Zn, Cd, Hg (Ga), In, Tl, (Ge) (P), As, (Sb), (Bi) Mo (Ti), (V), (Cr), (Mn), (Ca)	Fe O, (S), (P), (C), (H) Li, Na, K, Rb, Cs Be, Mg, Ca, Sr, Ba B, Al, (Ga), Sc, Y La, Ce, Pr, Nd, Sm Eu, Gd, Tb, Dy, Ho Er, Tm, Yb, Lu Th, U Si, Ti, Zr, Hf V, Nb, Ta, Cr, W Mn, F, Cl, Br, I (Sn), (Ni), (Co)	H, C, N, O Cl, Br, I He, Ne, Ar, Kr, Xe	C, H, O, N, P S, Cl, I, (B) (Ca, Mg, K, Na) (V, Mn, Fe, Cu)

Лекция 3. Космохимические основания геохимии

4. Итогом космохимической эволюции протопланетного вещества является формирование четырех типов фаз - газообразной и трех твердых: кислородных соединений (силикатов и окислов), сульфидов (троилит и некоторые более редкие сульфиды) и металла; их пропорции и химический состав задаются космической распространенностью химических элементов и фундаментальными законами термодинамики, предопределяющими направленность обменных реакций при буферной роли соединений Fe. Варьируя пропорции этих фаз в составе планет Солнечной системы, можно построить модели их внутреннего строения, согласующиеся с наблюдаемыми физическими свойствами планет.

Твердые фазы протопланетного вещества

Силикатная фракция хондритов				Сульфидная фракция		Металлическая фракция	
Компонент	H	L	LL				
Химический состав							
SiO ₂	48,39	46,98	45,88	Fe	63,53	Fe	93,5-79,2
MgO	31,06	29,31	28,40	S	36,47	Ni	6,0-20,0
FeO	12,50	16,46	18,67			Co	0,4-0,8
Al ₂ O ₃	3,27	2,69	2,60			P	0,05-0,63
CaO	2,38	2,16	2,09			Si	0-3,3
Na ₂ O	1,154	1,115	1,079			C	0,007-0,030
Cr ₂ O ₃	0,654	0,623	0,630				
MnO	0,375	0,387	0,386				
TiO ₂	0,173	0,143	0,148				
K ₂ O	0,140	0,128	0,117				
Минеральный состав							
Оливины	Si, Mg, Fe, Mn			Троилит	Fe, S	Камасит	Fe, Co, (Ni), (Si)
Низко-Са-пироксены	Si, Mg, Fe, Mn					Тэнит	Fe, Ni, (Co,)
Са-пироксены	Si, Mg, Fe, Ca, Mn					Шрейбрзит	Fe, Ni, P
Плагиоклазы	Si, Al, Ca, Na, K					Когенит	Fe, Ni, C
Хромит	Cr					Добреелит	Cr
Ильменит	Ti						
Апатит	P, Cl, F						
Мерриллит	P						

Лекция 3. Космохимические основания геохимии

5. Классические данные по изотопному составу Rb и новые данные по изотопному составу W, Os в металлической фазе и троилите железных метеоритов показывают, что разделение на фазы произошло уже во время формирования твердой фракции протопланетного вещества 4.55 млрд. лет назад и не имеет никакого отношения ни ко времени, ни к механизму образования ядер планет земной группы.
6. Основной процесс, который привел к формированию твердой фракции протопланетного вещества, сопровождался фракционированием химических элементов по летучести; ничтожная распространенность на Земле и других телах земного типа сильно летучих тяжелых (Ne-Xe) благородных газов служит доказательством формирования планет земной группы в результате аккреции твердой компоненты протопланетного облака.

Лекция 3. Космохимические основания геохимии

7. Главными продуктами планетной дифференциации рассматриваются базальты кор планет земной группы; все известные базальты Земли, Луны, Марса, родительского тела базальтических метеоритов обогащены относительно примитивного вещества так называемыми "легкоплавкими" элементами, что является доказательством формирования базальтов в результате частичного или зонного плавления первичного вещества планет (Goldschmidt, Виноградов). Однако по ряду геохимических параметров базальты разных тел земной группы отличаются друг от друга и не могут быть получены как продукты выплавления глубинного вещества одного и того же состава; это является основанием предполагать вариации состава протопланетного вещества, оказывающимся несколько различным для разных планет, и лишает возможности использовать конкретно состав того или иного типа хондритов как представителя вещества Земли; различные типы хондритов, а также гипотетическое протопланетное вещество планет земной группы представляют собой некоторые фракции протопланетного вещества Солнечной системы, но средний его состав, т. е. состав того примитивного материала Солнечной системы, продуктами дифференциации которого являются эти фракции, может быть принят тождественным среднему составу CI-хондритов; распространенность химических элементов в CI-хондритах целесообразно принять в качестве начальной точки

Геохимические особенности базальтов Земли, Луны и родительских тел шерготтитов (Марс?) и эвкритов

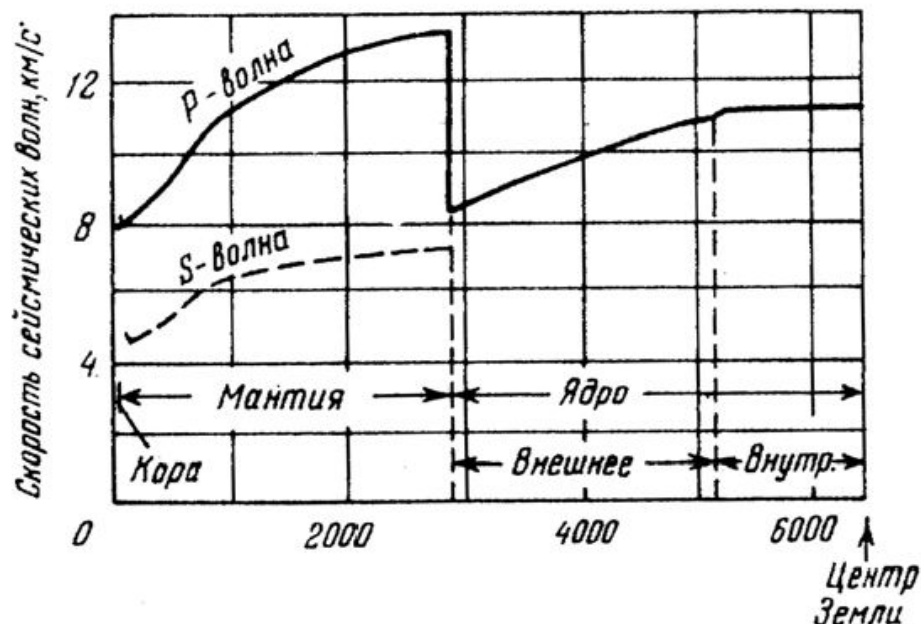
Компонент и отношение элементов	CI- хондриты	Океанические толеиты	Базальты Земли Базальты островных дуг	Траппы	Shergotty (базальты Марса)	Морские базальты Луны	Эвкриты
SiO ₂	22.76	50.65	51.01	49.98	50.96	45.65	49.31
Al ₂ O ₃	1.64	15.10	17.58	15.26	7.01	12.07	12.26
FeO	24.48	10.47	9.62	12.37	19.26	19.10	18.88
MgO	16.40	7.60	6.50	6.44	9.21	8.57	7.20
CaO	1.30	11.83	10.17	10.75	9.91	11.26	10.17
Na ₂ O	0.69	2.43	2.78	2.45	1.29	0.38	0.46
K ₂ O	0.067	0.19	1.00	0.76	0.16	0.10	0.04
TiO ₂	0.073	1.41	0.97	1.57	0.87	2.53	0.76
MnO	0.26	0.18	0.18	0.21	0.53	0.25	0.54
P ₂ O ₅	0.28	0.14	0.19	0.21	0.80	0.09	0.04

Лекция 4. Строение и химический состав оболочек Земли.

Под моделью внутреннего строения Земли понимают разрез планеты, на котором показано изменение с глубиной таких важных параметров, как плотность, давление, ускорение силы тяжести, скорости сейсмических волн, температуры, электропроводности и др.

Реальные модели внутреннего строения Земли используют всю имеющуюся на момент составления геолого-геофизическую информацию.

Одной из первых реальных моделей является сейсмическая модель Джеффриса-Гутенберга, построенная в 30-ых годах прошлого столетия



Распределение скоростей сейсмических волн (V_p , V_s) с глубиной согласно стандартной геофизической модели Земли

Сейсмическая модель Земли

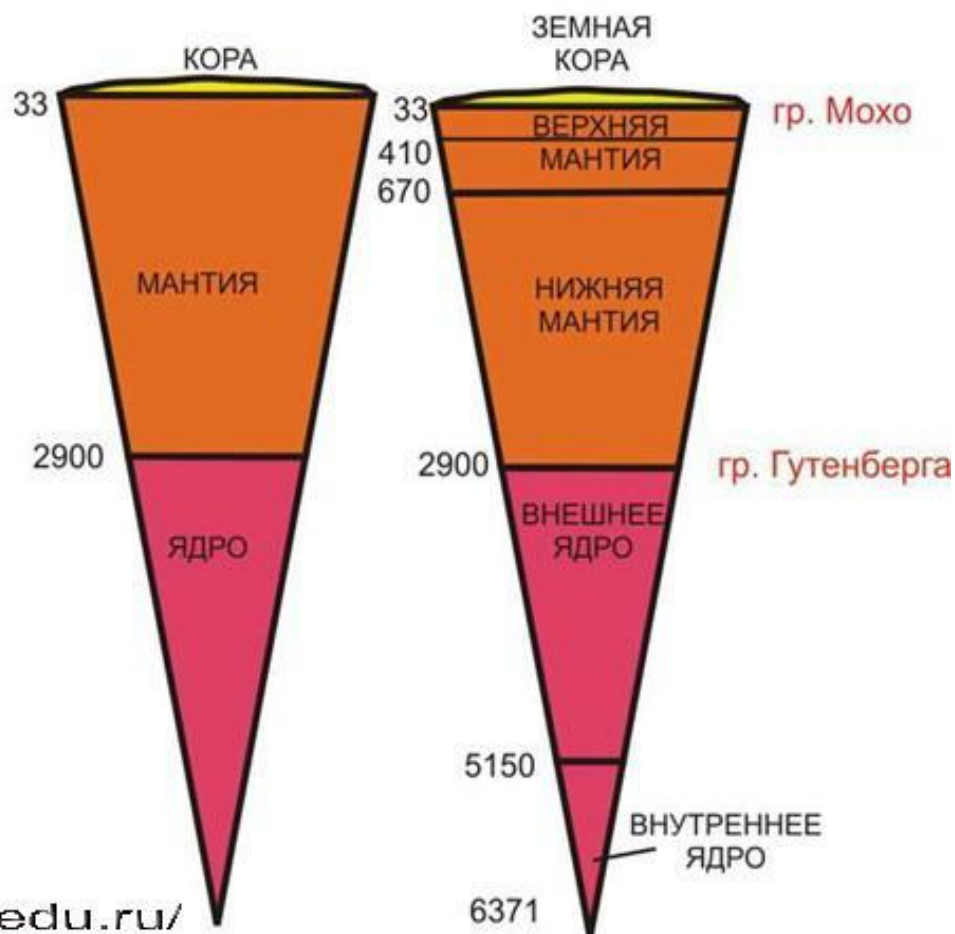
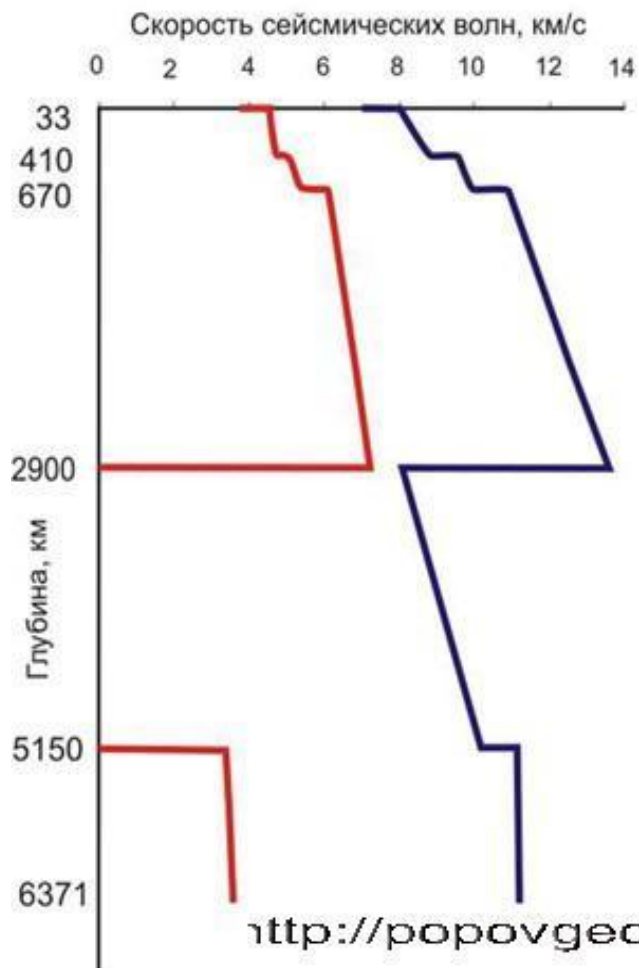
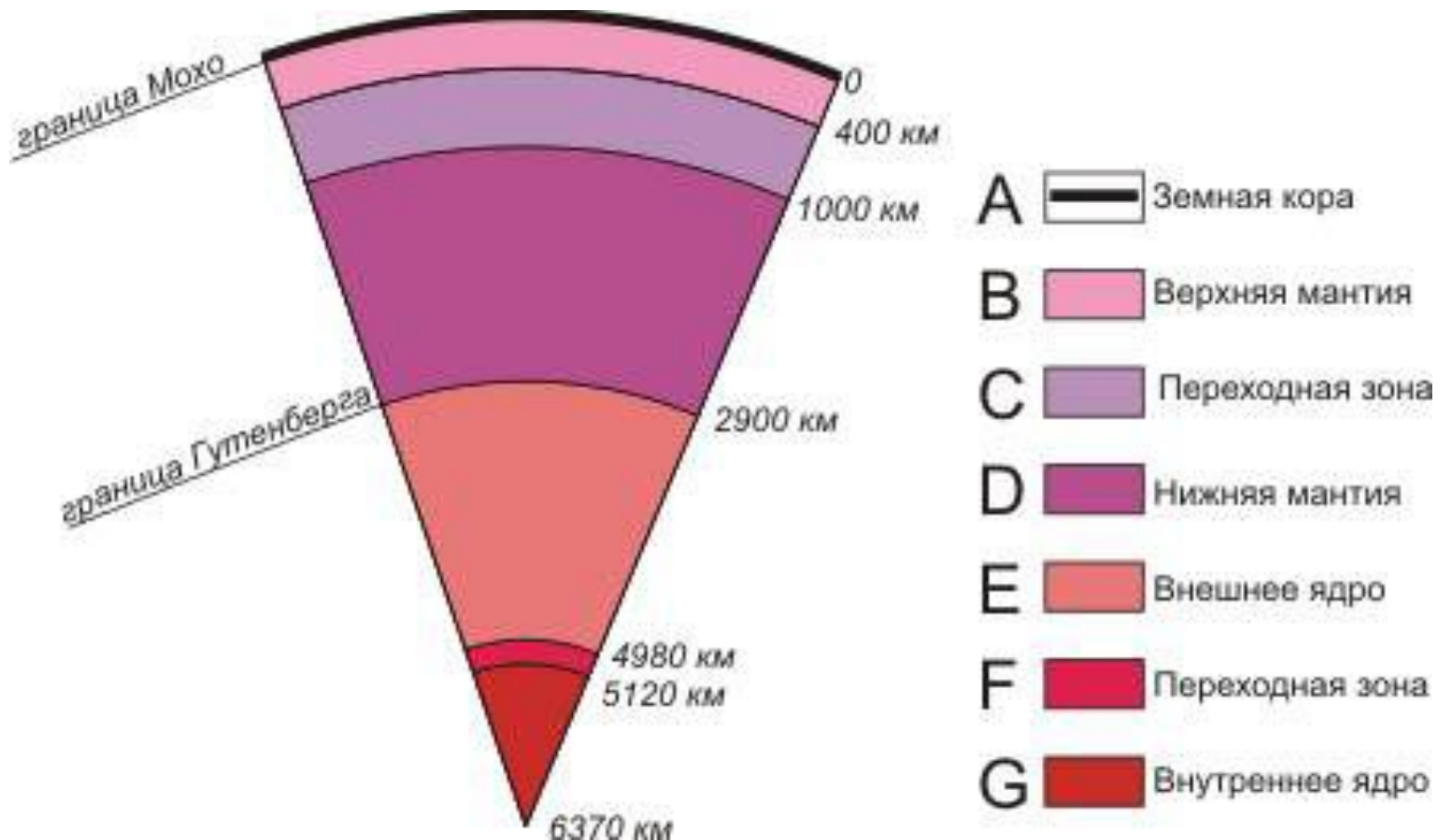


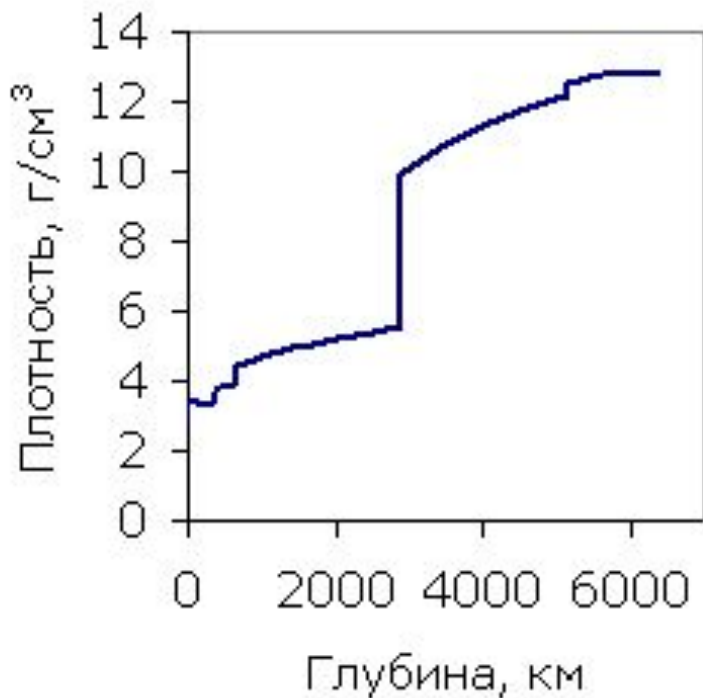
Схема глубинного строения Земли (по К.Е.Буллену)

В начале 40-ых годов прошлого столетия австралийский сейсмолог К.Е.Буллен (Keith Edward Bullen 1906-1976) предложил **сейсмическую модель Буллена** строения Земли. Модель Буллена послужила надежным фундаментом для всех современных моделей.



Распределение давления (P) и плотности (?) с глубиной согласно стандартной геофизической модели Земли

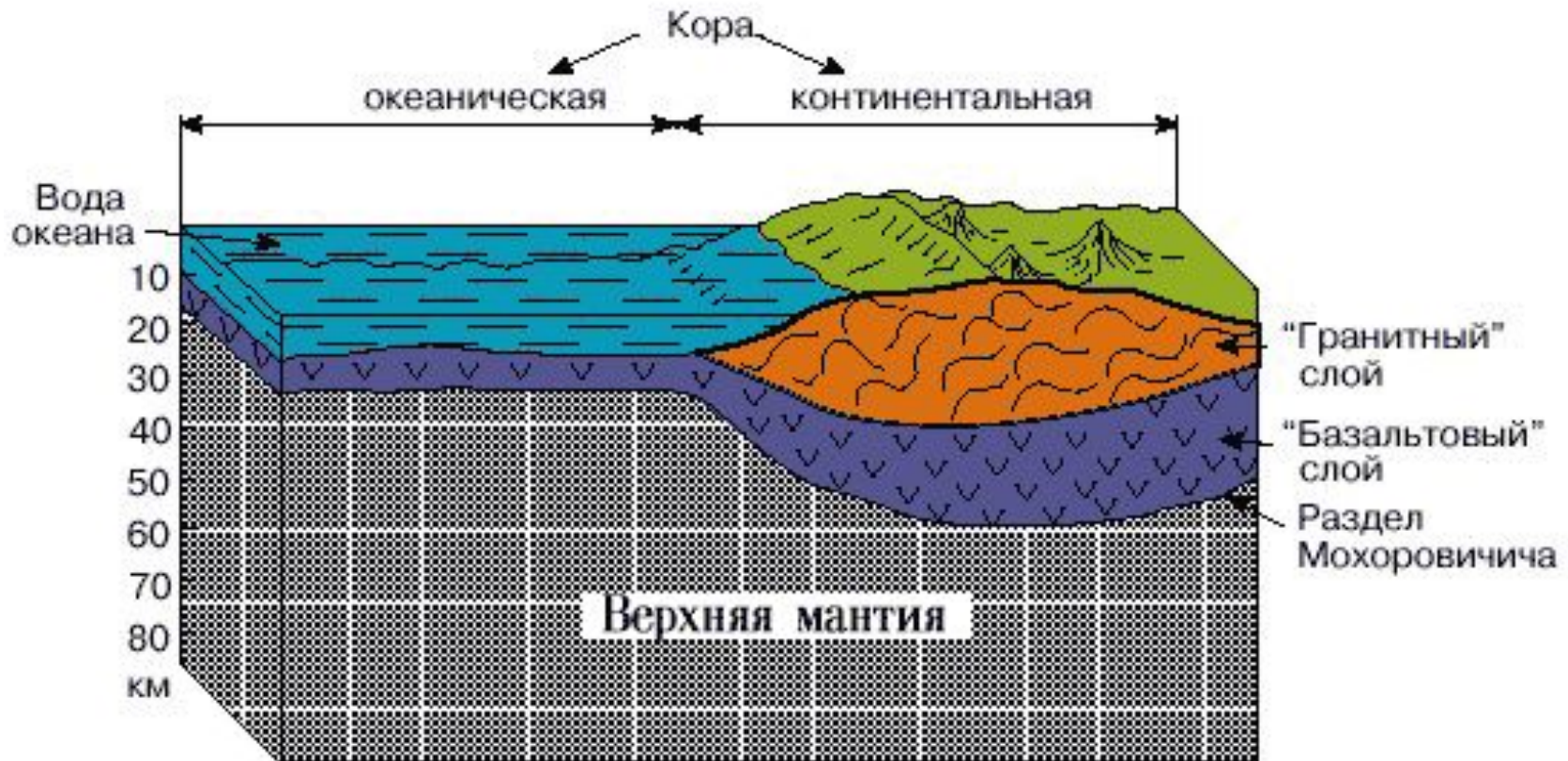
- Значение средней плотности Земли (5.517 г/см^3) в сопоставлении со средней плотностью вещества земной коры ($2.6 - 2.7 \text{ г/см}^3$) и момент инерции однозначно указывают на расслоение земного вещества по плотности.



Структурные единицы Земли	Масса, 10^{25} г	Доля общей массы Земли, %
Атмосфера	0.00052	0.000087
Гидросфера	0.141	0.024
Земная кора	2.85	0.48
Мантия	406.8	68.1
Ядро	187.6	31.4
Земля в целом	597.4	100.0

Зона	Наименование		Глубина	Плотность
A	Земная кора	Земная кора	~0-33 км	3,2 г/см ³
Граница Моховичича (граница Мохо, граница M)				
B	Верхняя мантия	Мантия	33-400 км	3,5 г/см ³
C	Переходная зона		400-1000 км	4,0 г/см ³
D	Нижняя мантия		1000-2900 км	5,0 г/см ³
Граница Вихерта-Гутенберга				
E	Внешнее ядро	Ядро	2900-4980 км	10-11 г/см ³
F	Переходная зона		4980-5120 км	
G	Внутреннее ядро		5120-6370 км	12 г/см ³

Строение земной коры



Состав вещества внутренних оболочек Земли

- 1. Экстраполяция плотности глубинного вещества к нормальному давлению показывает, что она (кроме вещества верхней мантии) не соответствует ни одному известному в составе земной коры типу пород и предполагает либо глубокий полиморфизм вещества <обычных> пород, либо принципиальное изменение их химического состава; геофизические данные не позволяют решить эту альтернативу. Оба этих фактора - сжатие и полиморфизмом под действием давления с переходом к фазам большей плотности и изменение химического состава вещества Земли учитываются в современных моделях ее строения.
- 2. Предположение А. Добрэ об аналогии каменной оболочки (мантии) и ядра Земли силикатной и металлической фазам метеоритов (хондритов) можно считать полностью выдержавшей проверку временем; современные данные о составах этих фаз метеоритов могут служить граничными условиями при оценке состава мантии и ядра Земли.

Состав вещества внутренних оболочек Земли

• 3. Альтернатива - формирование Земли в результате аккреции недифференцированной примитивной твердой фракции протопланетного вещества типа углистых хондритов или в результате аккреции уже готовых силикатных фаз и металла - решается в пользу последнего; основанием этого предположения является отсутствие химического равновесия между веществом мантии и ядра Земли - существенно более высокие содержания в мантии Земли сидерофильных и халькофильных элементов по сравнению с силикатной фазой обыкновенных хондритов. Таким образом, дифференциация вещества Земли на силикатную фракцию (мантию) и металлическую фракцию (ядро) и распределение по этим типам вещества всех химических элементов предопределено космохимической историей протопланетного вещества и при формировании Земли эти две фазы не переуравновешивались. Такие данные исключают возможность формирования земного ядра в ходе геологической истории Земли в результате отделения металлического железа, рассеянного или образующегося в примитивном веществе Земли с последующей сегрегацией в центре планеты.

Состав вещества внутренних оболочек Земли

4. Экспериментальные данные о плотности Fe, Ni-сплава при давлениях, отвечающих земному ядру, показывают, что для корректного согласия с геофизическими данными необходимо предположить вхождение в состав ядра некоторого количества легких элементов; наиболее вероятными кандидатами являются распространенные в составе Земли элементы - сера и кислород; данные о растворимости этих элементов в расплаве металла не противоречат такому предположению.

5. Физические свойства мантии Земли непротиворечиво интерпретируются на основании экспериментальных данных о полиморфизме и физических свойствах породообразующих силикатов и не вступают в противоречие с космохимическими данными о составе силикатной фракции хондритов, подтверждая допустимость такой аналогии.

Химический состав ядра

Источник	Si, wt.%	Fe, wt.%	Ni, wt.%	S, wt.%	O, wt.%	Mn, ppm	Cr, ppm	Co, ppm	P, ppm
Allegre et al., 1995	7.35	79.39+-2	4.87+-0,3	2.30+-0,2	4.10+-0,5	5820	7790	2530	3690
Mc Donough, 2003	6.0	85.5	5.20	1.90	~0	300	9000	2500	2000

Химический состав мантии Земли

Окислы	Содержание, весовые %		
	Пиролитовая модель	Лерцолитовая модель	Хондритовая модель
SiO₂	45,22	45,3	48,1
TiO₂	0,7	0,2	0,4
Al₂O₃	3,5	3,6	3,8
FeO	9,2	7,3	13,5
MnO	0,14	0,1	0,2
MgO	37,5	41,3	30,5
CaO	3,1	1,9	2,4
Na₂O	0,6	0,2	0,9
K₂O	0,13	0,1	0,2

Дунит



Лерцолит



Полиморфизм

- Впервые идея о возможности оливина под действием высоких давлений принимать структуру шпинели и увеличивать тем самым свою плотность на 11% была высказана английским физиком Д.Берналлом в 1936 г. Долгое время все попытки подтвердить это в лабораторных условиях заканчивались неудачей. Лишь в 1958 г. австралийскому учёному А. Рингвуду удалось получить шпинельную полиморфную модификацию фаялита (Fe_2SiO_4) - крайнего члена оливинового ряда $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_4$.
- Несколько ранее, в 1953 году, американский физик Л.Коэс синтезировал первую высокоплотностную модификацию кварца - коэсит - при давлениях в 30 кбар и температуре в 10000С. Плотность коэсита оказалась на 0,28 г/см³ больше плотности обычного кварца и составила 2,93 г/см³.
- В 1961 г. советские учёные С.М.Стишов и С.В.Попов получили вторую высокоплотностную модификацию кварца - «стишовит», плотность которого достигала 4,35 г/см³. Коэсит образуется при давлении 1,5-4 ГПа и температуре 300-1700 °С, стишовит – при давлении 16-18 ГПа, температуре 1200-1400 °С.

Полиморфизм важнейших фаз земного вещества

Глубина от кровли верхней мантии, км	Минеральные фазы, тип структуры	Плотность при нулевом давлении, г/см ³
Около 400	<p>Оливин Пироксен Гранат</p> <p>↓ ↓ ↓</p> <p>Шпинелевая структура Гранат</p>	3.38
Около 650	<p>↓ ↓ ↓</p> <p>Структура пльмбата стронция Ильменитовая структура + простые оксиды Перовскитовая структура + простые оксиды</p>	3.66
Около 1050	<p>↓ ↓ ↓</p> <p>Перовскитовая структура + структура феррита кальция + ильменитовая структура + стишовит + периклаз + вюстит</p>	3.99
		4.27

Шпинель



Грана
Т



Ильмени
Т



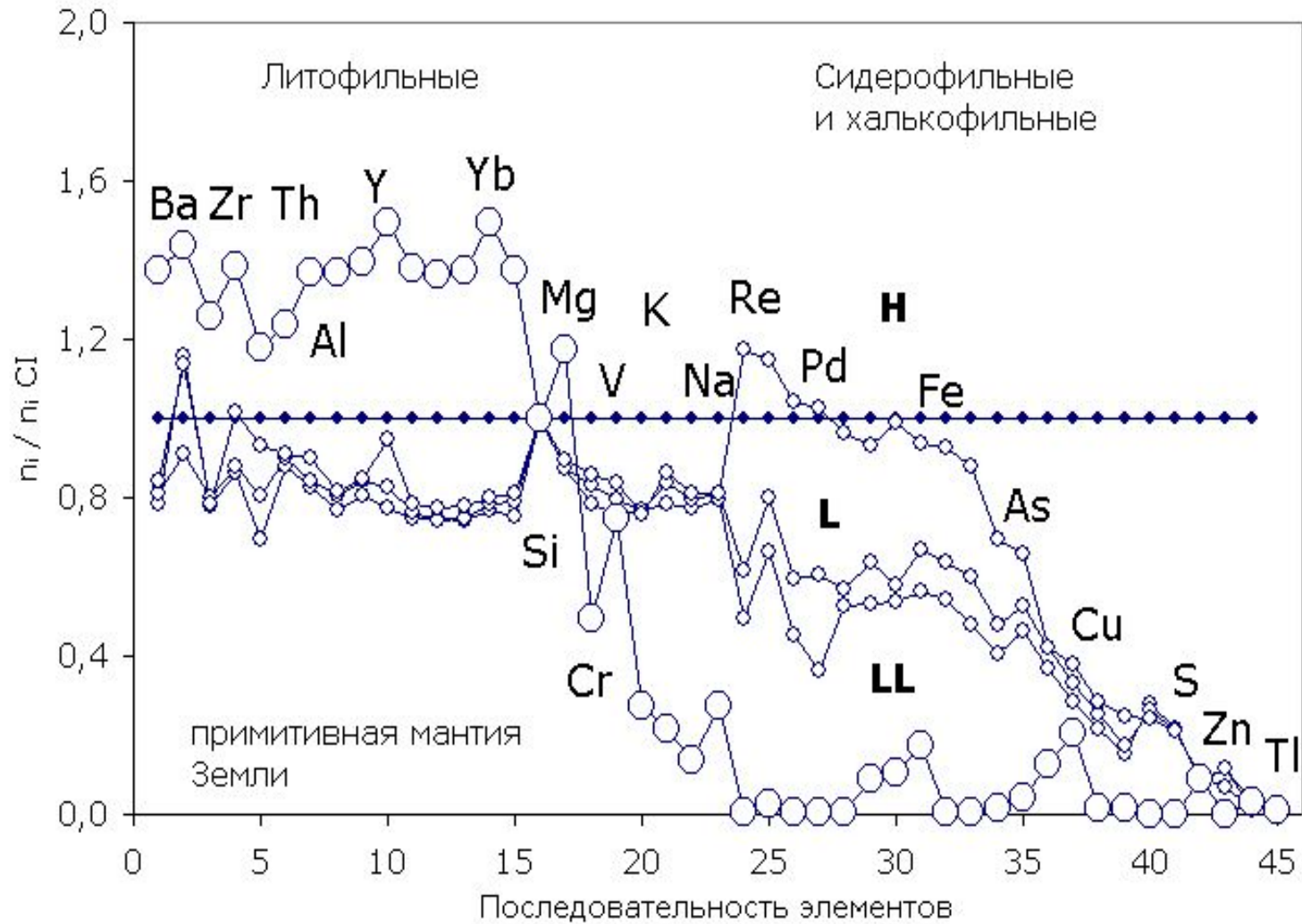
Перовски
Т



Состав вещества внутренних оболочек Земли

6. Распространенность химических элементов в верхней мантии Земли, оцениваемая на основании данных о их распространенности в примитивном веществе Солнечной системы с поправкой, учитывающей химический и изотопный состав магматических пород мантийного происхождения (базальтов разных формационных типов), свидетельствует о невозможности прямого использования какого-либо известного вещества хондритов в качестве конкретной модели состава Земли. Очевидно, что вещество Земли, родительских тел различных типов метеоритов, других планет земной группы претерпело дифференциацию на протопланетной стадии эволюции Солнечной системы, что привело к разной степени фракционирования. Очевидными механизмами этого фракционирования были процессы разделения химических элементов в зависимости от их летучести (распределение между твердой и газовой фазой) и окислительно-восстановительным свойствам и сродством к сере (распределение между силикатной, сульфидной и металлической фазам). Наблюдаемый состав мантии Земли (пониженная распространенность летучих элементов, существенное обеднение сидерофильными и халькофильными элементами) свидетельствует о том, что главным компонентом ее протовещества является вещество типа силикатной фракции обыкновенных хондритов, к которому должна быть добавлена некоторая доля примитивного вещества типа углистых хондритов, не потерявшего основную массу сидерофильных и халькофильных элементов.

Распространенность химических элементов ($n_i/10^6$ Si) в H-, L-, LL-хондритах (Wasson, Kallemeyn, 1988) и примитивной мантии Земли (McDonough, Sun, 1995), нормированная по CI-хондритам (символами отмечены наиболее характерные элементы)



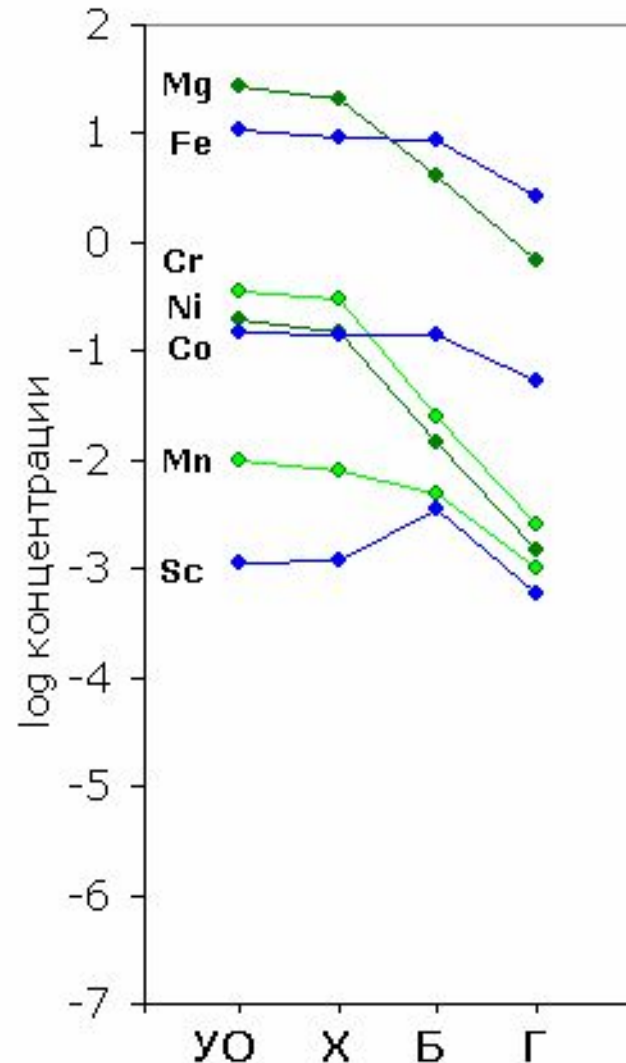
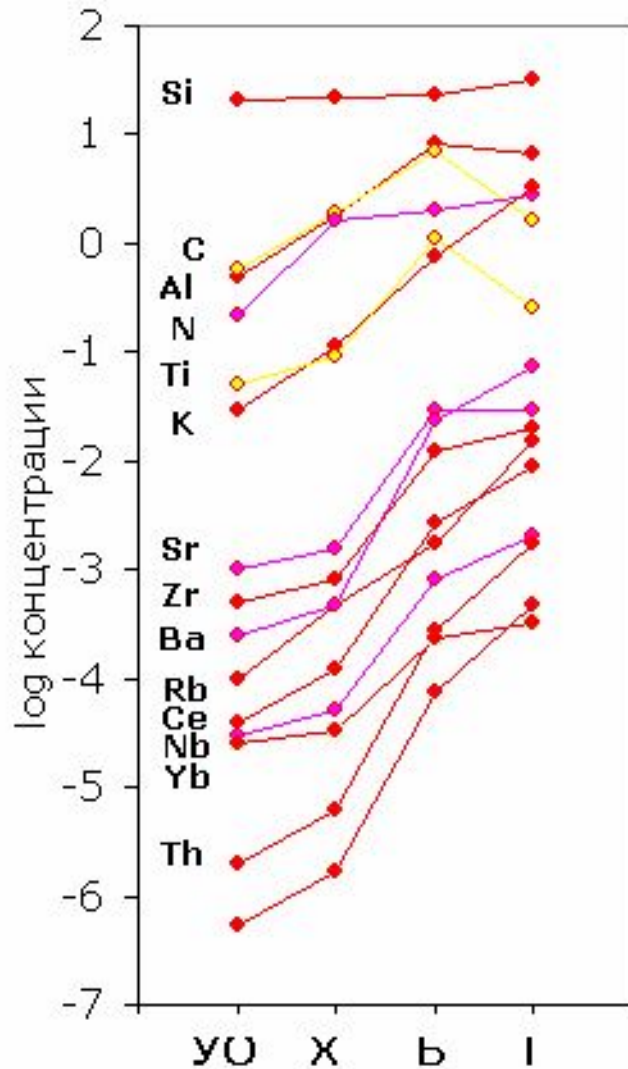
Состав вещества внутренних оболочек Земли

7. Изотопные данные заставляют предполагать, что геохимическая гетерогенность верхней мантии (силикатной фракции) Земли не является наследием протопланетного вещества, а возникла в ходе геологической истории. Единственным допустимым с физико-химической точки зрения механизмом такой дифференциации может быть фракционирование химических элементов в процессах плавления и перераспределения в гравитационном поле Земли остаточных твердых и жидкой фаз.

8. Распределение химических элементов между веществом мантии и земной коры свидетельствует о накоплении в земной коре <легкоплавких> элементов и является обоснованием идеи А.П. Виноградова о выплавлении вещества земной коры из мантии. Очевидный геологический процесс, в котором реализуется принцип выплавления - мантийный магматизм. Геологические данные показывают, что процесс выплавления и формирования земной коры идет в течение всей геологической истории.

9. Малая масса гидросферы и атмосферы Земли, их состав (вода, азот, углекислота, аргон) и ничтожная распространенность тяжелых благородных газов являются геохимическим доказательством формирования этих оболочек в результате выделения на поверхность планеты в ходе дегазации химически связанных или сорбированных летучих элементов, захваченных в небольшом количестве твердой фракцией протопланетного вещества и вовлеченных в аккрецию. Ход дегазации глубинного вещества Земли во времени остается неясным.

Распределение химических элементов в системе хондриты (X) - дуниты мантии (УО) - базальты (Б) и граниты (Г) коры (Виноградов, 1959)



Состав вещества внутренних оболочек Земли


Из рассмотренного материала можно прийти к следующим заключениям:

- В состав Земли при ее формировании в ходе аккреции твердой компоненты протопланетного облака должна была войти силикатная фаза типа силикатной фазы хондритов (с некоторой добавкой примитивного материала) и металлическая фаза типа Fe, Ni-сплава хондритов или железных метеоритов; сильно летучие компоненты, находящиеся в протопланетном облаке в составе газовой фазы и льдов, в состав Земли в существенных количествах вовлечены не были;
- Геохимическая направленность дифференциации Земли на силикатную оболочку и металлическое ядро задана разделением химических элементов в ходе формирования минерального (фазового) состава протопланетного вещества - образования металлической фазы, концентрирующей сидерофильные элементы, и силикатной фазы, резко обедненной сидерофильными элементами и концентрирующей в своем составе литофильные элементы; роль сульфидной фазы в составе планетного вещества второстепенна (ее содержание не высоко), но в земной истории халькофильных элементов она оказывается определяющей; в ходе геологической истории Земли силикатная фракция, с одной стороны, и металлическая и сульфидная фазы - с другой, не вовлекались в глубокое взаимодействие и оставались геохимически независимыми;
- Единственным механизмом, способным объяснить фракционирование химических элементов в ходе расслоения силикатной оболочки Земли (мантии) на современную мантию, земную кору, гидросферу и атмосферу, является плавление и разделение в пространстве Земли расплавов и остаточных твердых фаз, сопровождающееся отделением газовой фазы; химический состав остаточного вещества мантии, вещества земной коры, гидросферы и атмосферы контролируется законами распределения химических элементов между твердой, жидкой и газовой фазами; следует подчеркнуть, что это распределение химических элементов не имеет никакого отношения к гравитационным свойствам (плотностям) элементов и их соединений.

Основной химический состав геосфер

Геосферы	Главнейшие элементы	Число химических элементов	Сумма кларков, %
Литосфера	O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti	9	99,48
Гидросфера	O, H, Cl, Na, Mg	5	99,58
Атмосфера	N, O, Ar	3	99,94
Биосфера	O, C, H, Ca, K, N, Si, Mg, P, S	10	99,86

Порядки содержаний ХЭ в земной коре (г/т)

		Периодическая система химических элементов Д. И. Менделеева										VII (H)		VIII			
		I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII	
1	1	H 1 1,00784 водород												2 He 4,002602 гелий	 Периодический закон открыт Д.И. Менделеевым в 1869 г.		
2	2	Li 3 6,941 литий	Be 4 9,01218 бериллий	B 5 10,811 бор	C 6 12,011 углерод	N 7 14,0067 азот	O 8 15,9994 кислород	F 9 18,998403 фтор	Ne 10 20,179 неон								
3	3	Na 11 22,98977 натрий	Mg 12 24,305 магний	Al 13 26,98154 алюминий	Si 14 28,0855 кремний	P 15 30,97376 фосфор	S 16 32,066 сера	Cl 17 35,453 хлор	Ar 18 39,948 аргон								
4	4	K 19 39,0983 калий	Ca 20 40,078 кальций	Sc 21 44,95591 скандий	Ti 22 47,88 титан	V 23 50,9415 ванадий	Cr 24 51,9961 хром	Mn 25 54,9380 марганец	Fe 26 55,847 железо	Co 27 58,9332 кобальт	Ni 28 58,69 никель						
4	5	Cu 29 63,546 медь	Zn 30 65,39 цинк	Ga 31 69,723 галлий	Ge 32 72,59 германий	As 33 74,9216 мышьяк	Se 34 78,96 селен	Br 35 79,904 бром	Kr 36 83,80 криптон								
5	6	Rb 37 85,4678 рубидий	Sr 38 87,62 стронций	Y 39 88,9059 иттрий	Zr 40 91,224 цирконий	Nb 41 92,9064 ниобий	Mo 42 95,94 молибден	Tc 43 [98] технеций	Ru 44 101,07 рутений	Rh 45 102,9055 родий	Pd 46 106,42 палладий						
5	7	Ag 47 107,8682 серебро	Cd 48 112,41 кадмий	In 49 114,82 индий	Sn 50 118,710 олово	Sb 51 121,75 сурьма	Te 52 127,60 теллур	I 53 126,9045 йод	Xe 54 131,29 ксенон								
6	8	Cs 55 132,9054 цезий	Ba 56 137,33 барий	La* 57 138,9055 лантан	Hf 72 178,49 гафний	Ta 73 180,9479 тантал	W 74 183,85 вольфрам	Re 75 186,207 рений	Os 76 190,2 осмий	Ir 77 192,22 иридий	Pt 78 195,08 платина						
6	9	Au 79 196,9665 золото	Hg 80 200,59 ртуть	Tl 81 204,383 таллий	Pb 82 207,2 свинец	Bi 83 208,9804 висмут	Po 84 [209] полоний	At 85 [210] астат	Rn 86 [222] радон								
7	10	Fr 87 [223] франций	Ra 88 [226] радий	Ac** 89 [227] актиний	Rf 104 [261] резерфордий	Db 105 [262] дубний	Sg 106 [263] сигборгий	Bh 107 [262] борий	Hs 108 [265] гасний	Mt 109 [266] майгтерий	Ds 110 [271] дармштадтгий						
7	11	Rg 111 [272] регентий	Uub 112 [285] убубий	(Uut) 113 [] ууптерий	Uuq 114 [287] уулкадий	(Uup) 115 [] уупентий	Uuh 116 [292] уулькезий	(Uus) 117 [] уульсензий	Uuo 118 [293] уулювкий								

Кларк в земной коре, г/т

- n x 100 000
- n x 10 000
- n x 1 000
- n x 100
- n x 10
- n
- n x 0.1
- n x 0.01-0.001
- n x 0.0001-0.000001

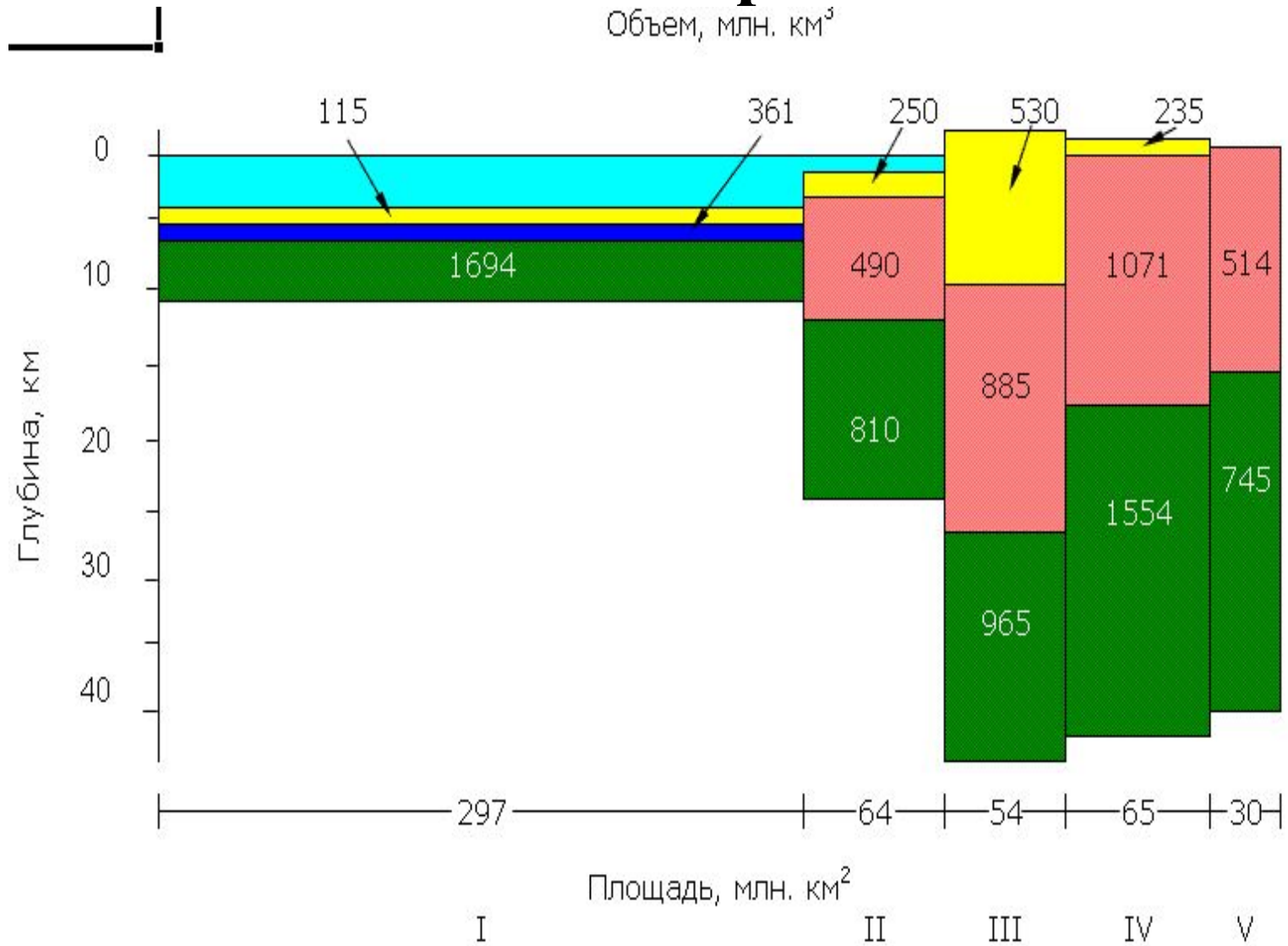
* Лантаноиды

Ce 58 140,12 церий	Pr 59 140,9077 проектидий	Nd 60 144,24 неодиим	Pm 61 [145] прометий	Sm 62 150,36 самарий	Eu 63 151,96 европий	Gd 64 157,25 гадолиний	Tb 65 158,9254 тербий	Dy 66 162,50 диспрозий	Ho 67 164,9304 гольмий	Er 68 167,26 эрбий	Tm 69 168,9342 тулий	Yb 70 173,04 ytterбий	Lu 71 174,967 лютеций
---------------------------------	--	-----------------------------------	-----------------------------------	-----------------------------------	-----------------------------------	-------------------------------------	------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	---------------------------------	-----------------------------------	------------------------------------	------------------------------------

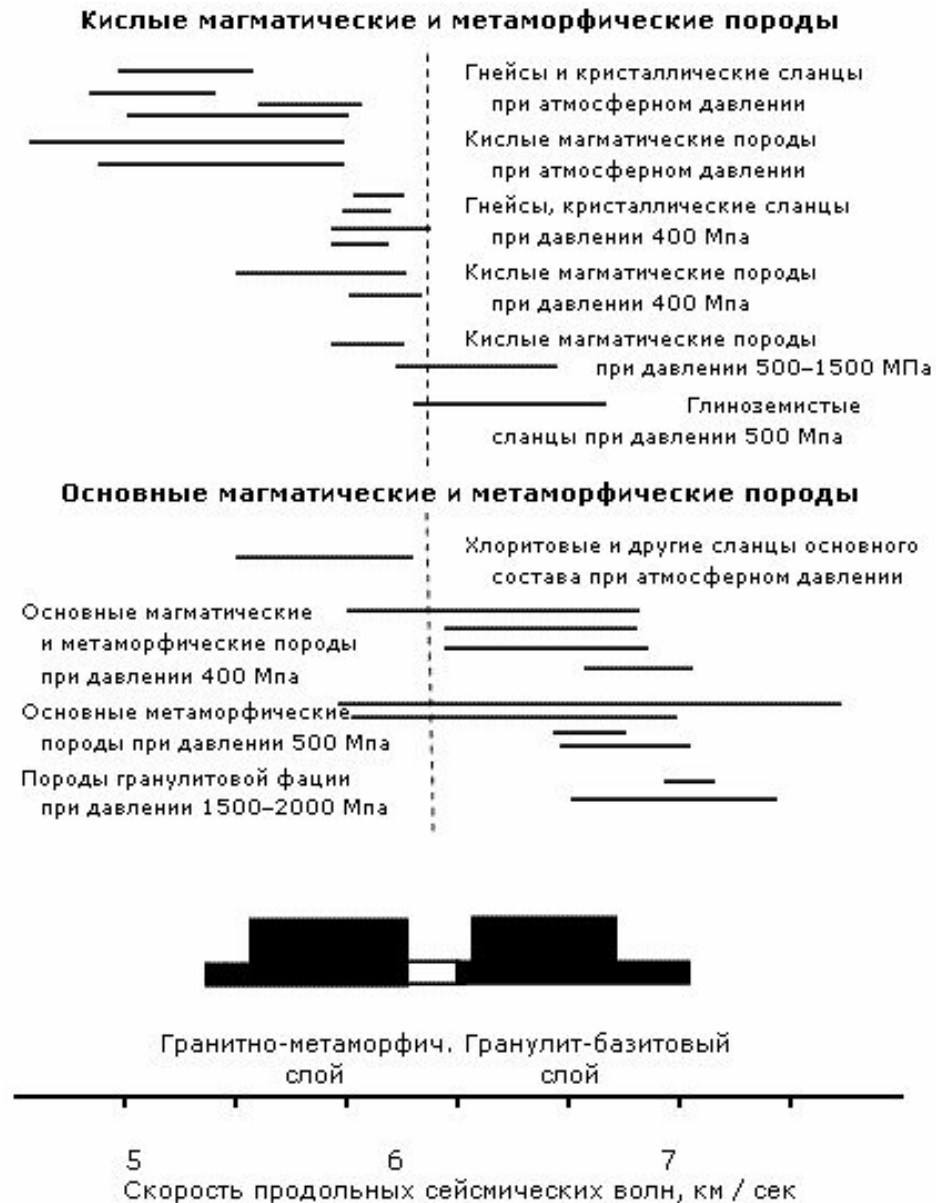
** Актиноиды

Th 90 232,0381 торий	Pa 91 [231] протактиний	U 92 238,0289 уран	Np 93 [237] нептуний	Pu 94 [244] плутоний	Am 95 [243] амерций	Cm 96 [247] курий	Bk 97 [247] берклий	Cf 98 [251] калфорний	Es 99 [252] эйнштейний	Fm 100 [257] фермий	Md 101 [258] менделеевий	No 102 [259] нобелий	Lr 103 [260] люреций
-----------------------------------	--------------------------------------	---------------------------------	-----------------------------------	-----------------------------------	----------------------------------	--------------------------------	----------------------------------	------------------------------------	-------------------------------------	----------------------------------	---------------------------------------	-----------------------------------	-----------------------------------

Лекция 5. Строение и химический состав земной коры



Скорость распространения сейсмических волн в континентальной земной коре и наиболее распространенных горных породах.



Распространенность горных пород осадочной оболочки континентов и океанов и гранитно-метаморфической оболочки континентов.

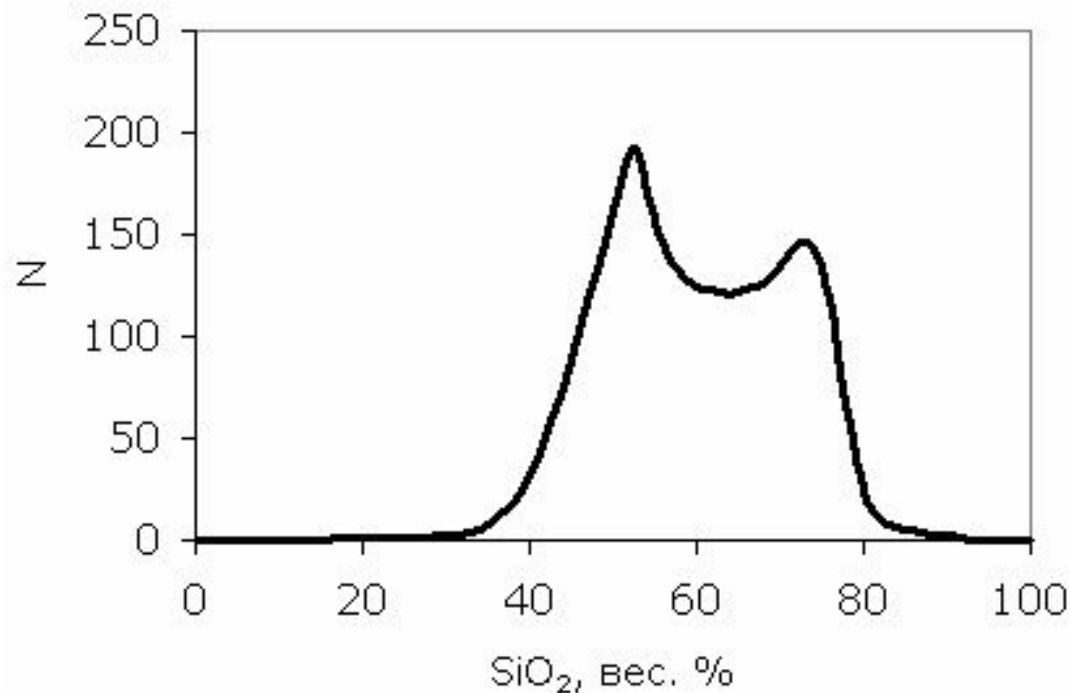
Породы осадочной оболочки континентов	Распространенность., об. %	Отложения осадочной оболочки океанов	Распространенность., об. %
Пески и песчаники	23.6	Песчано-глинистые	19.1
Глины и глинистые сланцы	43.9	Глинистые	32.1
Карбонаты	15.9	Карбонатно-глинистые	9.6
Кремнистые	1.6	Карбонатные	28.7
Соли, гипсы, ангидриты	1.1	Кремнистые	6.7
Вулканические	13.9	Соли, гипсы, ангидриты	0.3
		Вулканомиктовые	1.5
		Вулканические породы	2.0
Всего	100.0	Всего	100.0

Породы гранитно-метаморфической оболочки континентов	Распространенность % площади
Гранитоиды и гранито-гнейсы	46.5
Габброиды	1.9
Сиениты	<0.1
Ультраосновные породы	<0.1
Метапесчаники	4.0
Парагнейсы и кристаллические сланцы	39.0
Карбонаты	1.6
Железистые породы	0.4
Амфиболиты и другие метаморфизованные	

Земная кора

- 1. Средний химический состав земной коры отвечает средневзвешенному составу продуктов выплавки и дегазации мантии - среднему химическому составу вулканических пород мантийного происхождения с добавлением избыточных летучих, входящих в состав пород осадочной оболочки.
- 2. Различия среднего химического состава континентальной и океанической коры предопределено различием среднего состава корообразующих вулканических пород - островодужных вулканитов и океанических базальтов.
- 3. В верхней части континентальной коры наблюдается геохимический баланс между составами <первичных> магматических и <вторичных> осадочных пород. Это позволило Ф.Кларку в 1924 г. (Clarke, Washington, 1924) и В.Гольдшмидту в 1933 г. (Goldschmidt, 1933) обосновать первые оценки химического состава верхней части континентальной коры (<земной коры>).

Распределение содержаний SiO_2 в магматических породах (Richardson, Sneesby, 1923)



Земная кора

- 4. Статистика составов магматических пород позволила оценить относительную распространенность различных их типов в верхней части континентальной коры и количественно подтвердить резкое преобладание среди них эффузивных базальтов и интрузивных гранитоидов. Это дало возможность в дальнейшем свести проблему оценки среднего состава магматического вещества земной коры к оценке состава некоторой смеси этих двух самых распространенных типов пород.
- 5. Полученные многочисленные данные по составу базальтов и гранитов и оценка баланса распределения химических элементов между этими породами и глинистыми сланцами позволили А. П.Виноградову в 1962 г. (Виноградов, 1962) и С. Тэйлору в 1964 г. (Taylor, 1965) обосновать оценки распространенности подавляющего большинства химических элементов в верхней части континентальной коры (<континентальной коре>). Эти цифры надо считать классическими в геохимии.

Земная кора

- 6. Альтернативные модели химического состава земной коры основаны на данных о реальной распространенности главнейших типов пород земной коры (магматических, метаморфических, осадочных). Первая такая модель была предложена А. Полдерваартом в 1955 г. (Poldervaart, 1955); однако распространенности горных пород, принятые в этой модели, были оценены весьма приблизительно. Современные оценки распространенности пород осадочной и гранитно-метаморфической оболочек основаны на результатах измерений их объемов или площадей распространения по данным специально составленных карт, полученных А. Б. Роновым, А. А. Мигдисовым и их сотрудниками. Эти данные явились основой разработки современной модели химического состава земной коры (Ронов, Ярошевский, 1967, 1976:

Земная кора

- 7. Состав гранулит-базитового слоя континентальной коры должен отличаться от состава гранитно-метаморфического слоя, по-видимому, более высокой распространенностью пород основного состава, но конкретные данные в настоящее время отсутствуют; оценка среднего состава гранулитбазитового слоя (нижней части континентальной коры) может быть только модельной.

Земная кора

- 8. Оценка химического состава континентальной коры в целом остается неопределенной из-за незнания состава гранулитбазитового слоя. В обсуждаемой модели химического строения континентальной коры принято, что ее средний химический состав (за исключением избыточных летучих) равен средневзвешенному составу вулканических пород мантийного происхождения (главная масса - продукты островодужного вулканизма, относительно небольшой вклад дает вулканизм континентальных плит). Существует две модели среднего состава корообразующих вулканических пород - <андезитовая> С.Тэйлора (Taylor, 1967), основанная на предположении о резком преобладании андезитов в качестве типоморфных для островных дуг вулканических пород, и модель <базальт-андезит-(дацит+риолит) = 5.5 : 3.5 : 1>, А. А. Ярошевского (Ярошевский, 1985), основанная на результатах измерений А.Б.Ронова и принятая в книге А. Б. Ронова с соавторами (Ронов и др., 1990).

Распространенность химических элементов в верхней части континентальной коры, 10^{-4} вес. %

Элементы	Ронов и др. (1990)	Wedepohl (1995)	Элементы	Wedepohl (1995)	Элементы	Wedepohl (1995)
1 H	1300		30 Zn	52	59 Pr	6.3
3 Li		22	31 Ga	14	60 Nd	25.9
4 Be		3.1	32 Ge	1.4	62 Sm	4.7
5 B		17	33 As	2.0	63 Eu	0.95
6 C	2960	3240	34 Se	0.083	64 Gd	2.8
7 N		83	35 Br	1.6	65 Tb	0.50
8 O	479600		37 Rb	110	66 Dy	2.9
9 F	530	611	38 Sr	316	67 Ho	0.62
11 Na	22400	25670	39 Y	20.7	68 Er	
12 Mg	17100	13510	40 Zr	237	69 Tm	
13 Al	79000	77440	41 Nb	26	70 Yb	1.5
14 Si	298300	303480	42 Mo	1.4	71 Lu	0.27
15 P	620	665	44 Ru		72 Hf	5.8
16 S	1080	953	45 Rh		73 Ta	1.5
17 Cl	220	640	46 Pd		74 W	1.4
19 K	23600	28650	47 Ag	0.055	75 Re	
20 Ca	29200	29450	48 Cd	0.102	76 Os	
21 Sc		7	49 In	0.061	77 Ir	
22 Ti	3220	3117	50 Sn	2.5	78 Pt	
23 V		53	51 Sb	0.31	79 Au	
24 Cr		35	52 Te		80 Hg	0.056
25 Mn	670	527	53 I	1.4	81 Tl	0.75
26 Fe	40800	30890	55 Cs	5.8	82 Pb	17
27 Co		11.6	56 Ba	668	83 Bi	0.123
28 Ni		18.6	57 La	32.3	90 Th	10.3
29 Cu		14.3	58 Ce	65.7	92 U	2.5

Земная кора

- 9. Средний химический состав гранитно-метаморфического слоя (верхней части континентальной коры) отличается от модельного состава коры в целом. Это предполагает, что наблюдаемая геохимическая расслоенность континентальной коры формируется в ходе ее эволюции. Геологически наиболее вероятным механизмом такого расслоения представляется гранитообразование, сопровождающееся дифференциацией вещества и поднятием гранитоидных масс в верхние горизонты континентальной коры.

Земная кора

Континентальная кора существенно обогащена SiO_2 и литофильными элементами с большим ионным радиусом, напр. U, K, РЗЭ. Её гранитно-метаморфич. комплекс сложен приблизительно на 50% гранитоидами (с небольшим количеством др. магматич. пород) и на 50% метаморфич. породами, среди которых преобладают метапесчаники, кристаллич. сланцы и гнейсы (ок. 83%), амфиболиты и метаморфизованные кислые эффузивы (ок. 13%), карбонатные породы (3,1%) и железистые кварциты (ок. 1%). Преобладание гранитоидов и кристаллич. сланцев определяет в целом кислый состав верхней части континентальной коры (SiO_2 ок. 64%). Химич. состав нижней части континентальной коры – гранулит-базитового слоя – точно не определён и предположительно имеет менее кремнезёмистый состав. В океанич. коре слой магматич. пород представлен гл. обр. базальтами и продуктами их изменения (содержание SiO_2 порядка 50%). В изучение химич. строения осадочной оболочки крупный вклад был внесён рос. учёными А. Б. Роновым, А. А. Ярошевским, А. А. Мигдисовым. Наиболее распространены в составе осадочной оболочки глины и глинистые сланцы (ок. 44%), пески и песчаники (ок. 24%), карбонатные породы (ок. 16%), вулканич. породы (ок. 14%). Доля кремнистых пород 1,6%, эвапоритов 1,1%, рассеянного органич. вещества 0,4%. Распространённость всех остальных пород, в т. ч. концентрир. форм органич. вещества (уголь, нефть и др.), не превышает в сумме 0,1%. Б. ч. осадочных пород формируется за счёт разрушения кристаллич. пород континентов, первичные для которых – магматич. породы мантийного происхождения. Поэтому ср. химич. состав осадков должен наследовать ср. состав магматич. пород. Избыточными являются летучие компоненты (H_2O , CO_2 , S, Cl, Br, I, B), накапливающиеся за счёт дегазации земных недр. Есть некоторые различия и в составе породообразующих элементов, напр. заметное обогащение осадочной оболочки кальцием. В общем виде это объясняется тем, что материал осадочной оболочки, как и земной коры в целом, находится в состоянии кругооборота. Он не только возникает, но и утрачивается в процессах переплавления и субдукции. Различие химич. состава поступающего и возвращаемого материала может приводить к обогащению осадочной оболочки одними элементами и обеднению другими.

Земная кора

- Выведенные на поверхность осадочные и магматич. породы подвергаются выветриванию – воздействию разрушающих агентов, в т. ч. организмов, воды, углекислоты, органич. кислот. Минер. состав горных пород при этом испытывает сложные преобразования (напр., полевые шпаты превращаются в каолинит, карбонаты и кварц; Na, Mg, K в виде хлоридов, сульфатов, карбонатов переходят в раствор и уносятся потоками в океан и т. д.). Вследствие гидратации и карбонатизации общий объём пород увеличивается. Гидролиз алюмосиликатов приводит к образованию латеритов и бокситов, которые обогащены Ti, Nb, Sn, Be и др. Происходит окисление до более высоких степеней поливалентных элементов. Железные осадочные руды обогащаются фосфатами, арсенатами, ванадатами, а марганцевые – Ba, Ra, Co и др.
- Сформировавшиеся породы коры и мантии в ходе дальнейшей геологич. истории под воздействием повышенных температур, давлений и циркуляции флюидов могут изменять свой минеральный и химич. состав, т. е. подвергаться процессам [метаморфизма](#). В метаморфич. породах выявлена закономерная смена минеральных ассоциаций, отражающая региональные особенности термобарич. условий метаморфизма. Изучение зональных минеральных комплексов привело к созданию концепции фаций метаморфизма (Дж. Д. Барроу, 1983, Великобритания; В. М. Гольдшмидт, 1911; П. Эскола, 1920, Финляндия). Развитие фациальной систематики метаморфизма связано с именами рос. учёных Д. С. Коржинского, В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, А. А. Маракушева, С. П. Кориковского, Л. Л. Перчука; амер. геолога У. Дж. Эрнста, япон. исследователя А. Мияширо. В связи с появлением концепции тектоники литосферных плит появилась геодинамич. систематика, включающая офиолитовый (А. Мияширо, 1976; Р. Коулман, 1984, США; в России – С. А. Силантьев, Г. С. Закариадзе, 1984) и субдукционный типы метаморфизма (У. Дж. Эрнст, 1976; В. Шреер, 1986, Германия). В срединно-океанич. хребтах происходит гидратация вещества океанич. литосферы, контролирующая перераспределение рудных элементов в системе «вода–порода». Попадая в зоны субдукции, блоки океанич. литосферы при погружении испытывают последовательную дегидратацию и метаморфизм высоких и сверхвысоких давлений, при этом восходящий поток вещества определяет Г. надсубдукционного магматизма, а нисходящий – достигает глубокой мантии и инкорпорируется в её вещество.

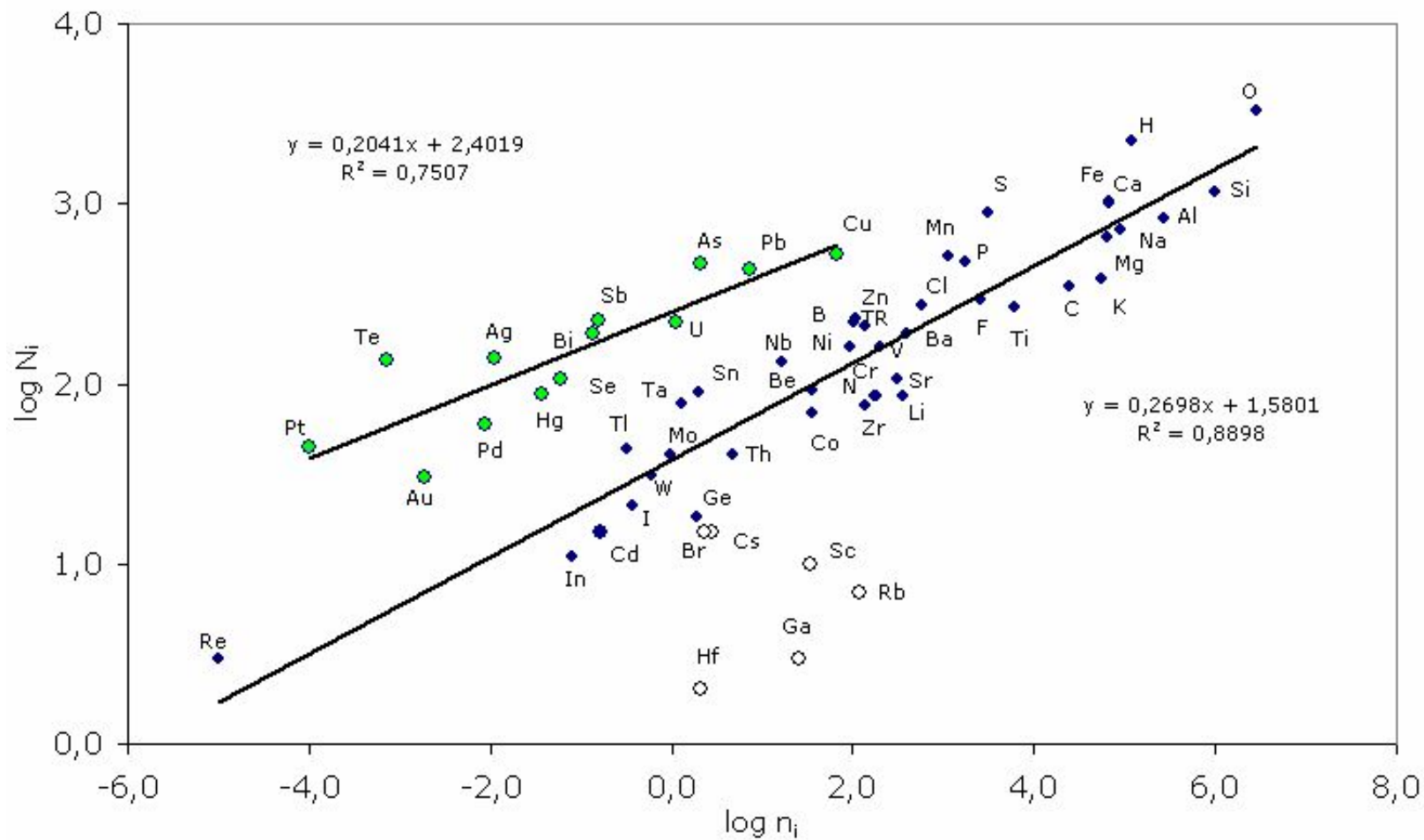
Лекция 6. Многообразие форм и видов нахождения химических элементов в природе

Определяется *минеральной формой* существования элементов и широким проявлением *безминеральной формы*, которая для гидросферы, биосферы и атмосферы является основной формой существования большинства химических элементов.

1. Формы нахождения химических элементов в природе: кристаллические фазы (минералы), структурные (изоморфные) примеси в минералах, неструктурные примеси в минералах; расплавы; мало плотные (в т.ч. флюидные) растворы, газы; живое вещество.
2. Минеральная форма нахождения химических элементов в природе основная; типы химических соединений в природе и число минералов химических элементов ограничено термодинамическими законами фазовых равновесий и явлениями изоморфизма; способность химических элементов к минералообразованию прежде всего определяется их распространенностью в земной коре и закономерностями фракционирования в геологических процессах.

Минеральная форма.

- В земной коре установлено более 4000 минеральных форм, что значительно меньше теоретически возможных. Причиной этого являются низкие кларки многих элементов.
- Между числом собственных минеральных видов N и кларком элемента C_k существует корреляционная зависимость. Элементы, образующие большее количество минеральных видов, нежели это следует из приведенной формулы, могут быть названы *минералофильными* (S, Cu, As, Ag, Sb, Te, Se, Pb, Bi и др.), меньше – *минералофобными* (Sc, Rb, Sr, Y, Ga, Ge, In, Tl и др.).
- Минералофобность элементов объясняется главным образом явлением изоморфизма: элементы с низкими кларками «захватываются» собственными минералами элементов с более высокими кларками (Rb→K; TR→Ca; Cr→Fe, Mg; Cd →Zn, Ga→Al и др.).
- Весьма существенна роль микроминеральных форм нахождения элементов в природе, причем формирование микроминералов может идти одновременно с кристаллизацией макроминералов, так и позднее при распаде твердых растворов, а также в процессе «самоочищения» макроминералов от примесей микроэлементов. В конкретной физико-химической и термодинамической обстановке формируются минералы оптимальных для данной среды размеров, причем с течением времени возможно укрупнение минералов за счет растворения более мелких зерен.



Корреляция числа минералов (N_i) химических элементов и их распространенности в верхней части континентальной коры (n_i)

Способность химических элементов к минералообразованию

Классификация В.М.Гольдшмидта	Элементы		
	минералофильные	нормального минералообразования	минералофобные
Литофильные	B, U	Li, Be, O, F, Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Ca, V, Mn, Nb, Ba, Ta, W, Fe	Se, Ti, Cr, Br, Rb, Sr, Y, Zr, J, Cs, La, TR, Hf, Th
Халькофильные	S, Cu, As, Ag, Sb, Te, Se, Pb, Bi	Zn, Cd, Pd, Sn, Hg	Ga, Ge, In, Tl
Сидерофильные	Pt, Au	C, P, Fe, Co, Ni, Mo, Ru, Rh, Os, Ir	Re

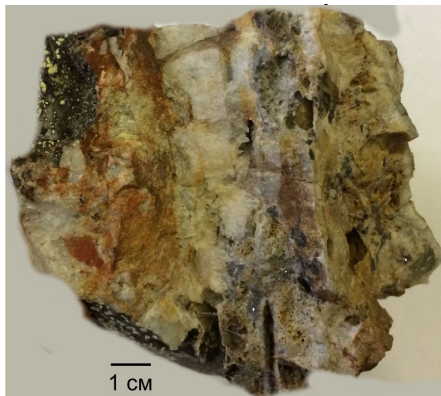
**Типы и классы минералов по химическому составу (в скобках
— приблизительное количество минералов)**

Типы минералов	Главные классы минералов
Простые вещества (120)	Самородные металлы и полуметаллы; самородные неметаллы; интерметаллиды
Карбиды (5)	
Силициды (5)	
Нитриды (5)	
Фосфиды (5)	
Углеводороды (5)	
Сернистые соединения и их аналоги теллуриды, селениды, арсениды и т.п. (600)	Простые сульфиды и их аналоги; сульфосоли; полисернистые соединения (персульфиды и их аналоги)
Кислородные соединения (2700)	Оксиды (200); гидроксиды (180); силикаты (890); фосфаты (370); арсенаты (200); ванадаты (70); сульфаты (300); бораты (150); карбонаты (170); нитраты (15); вольфраматы (30); молибдаты (10); хроматы (6)
Органические соединения (30)	Оксалаты $C_2O_4^{2-}$ или $(COO)_2^{2-}$ (15); ацетаты CH_3COOH (5)
Галогенные соединения (160)	Фториды (50); хлориды (70); бромиды (5); иодиды (5); оксигалогениды (30)

Формы нахождения химических элементов в рудах

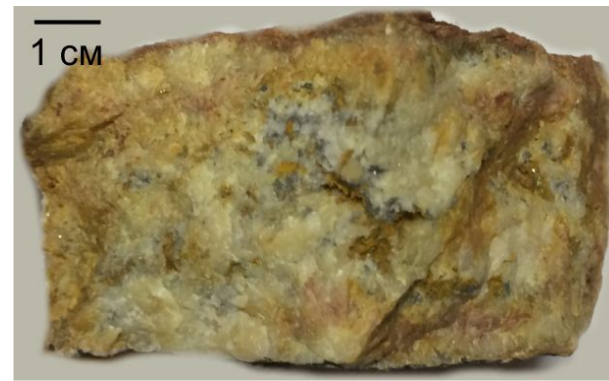
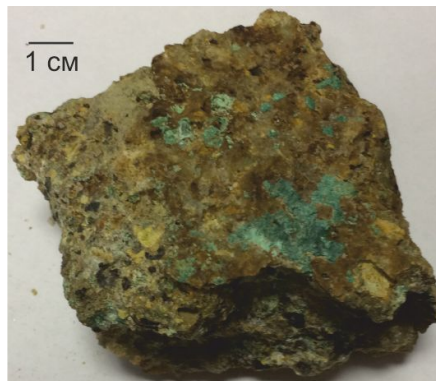
- Для основных рудных элементов характерна минеральная форма.
- Для элементов-примесей с уменьшением их содержаний в рудах сначала возрастает роль микроминеральных, а затем безминеральных форм.
- В первичных ореолах наблюдается аналогичная картина – с удалением от рудных тел минеральные формы нахождения сменяются микроминеральными, а затем безминеральными.
- В гипергенных литохимических аномалиях роль безминеральных форм рудных элементов возрастает

Участок Нембондачан (Au-Ag-полиметаллические



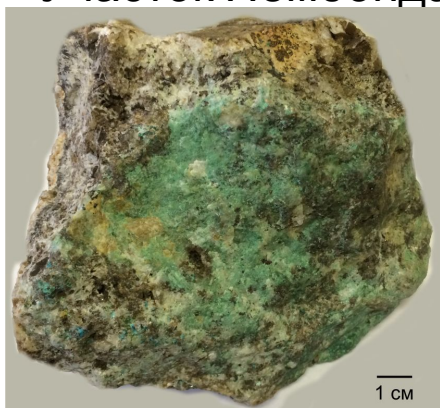
Участок Нембондачан (Ag-полиметаллические

руды)

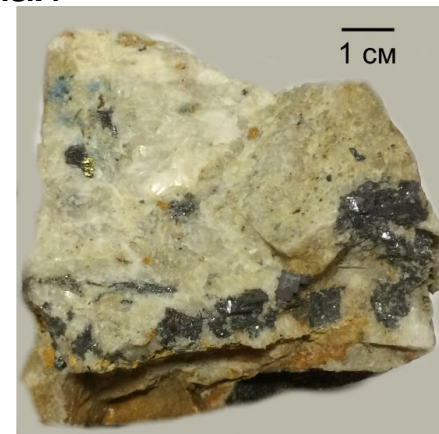


Участок Нембондачан (полиметаллическая

Медные
руды



Свинцовые
руды



Участок Рыжий

Т.н. 58/19 – образец жильного кварца с арсенопиритом и самородным золотом (Au=52 г/т)



Т.н. 58/32 – образец жильного кварца с арсенопиритом (Au=68 г/т)



Т.н. 72/33 – образец жильного кварца с содержанием Ag=300 г/т, Cu, Pb, Zn, Sb=1%

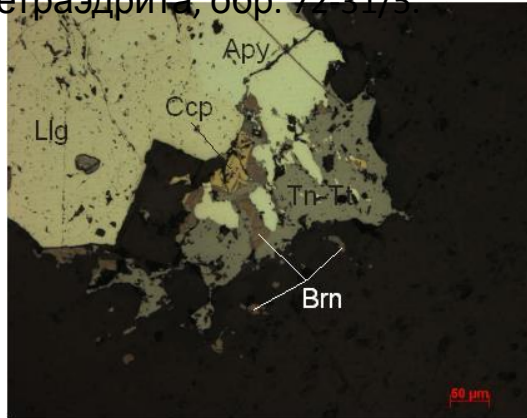


Т.н. 58/111 – образец кварцевого метасоматита (Au=421 г/т)

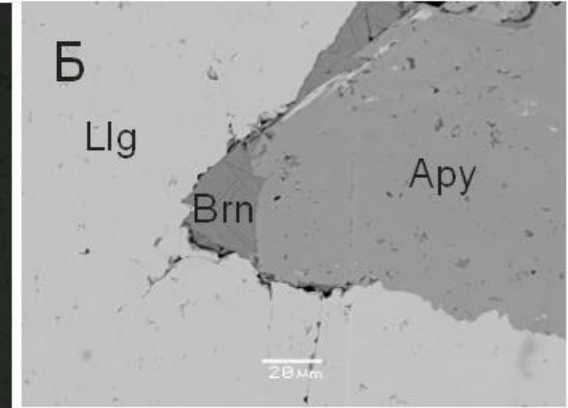


Участок Рыжий

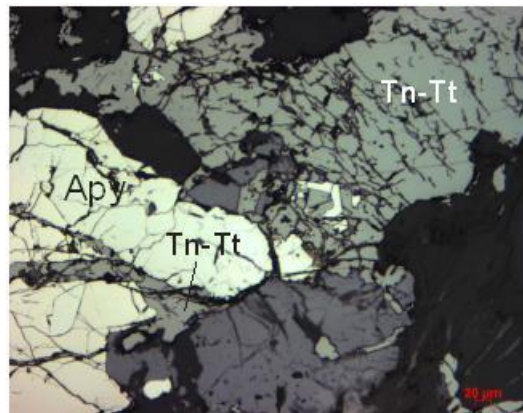
Агрегат лёллингита, арсенопирита, борнита, халькопирита и теннантита-тетраэдрита, обр. 72-31/5.



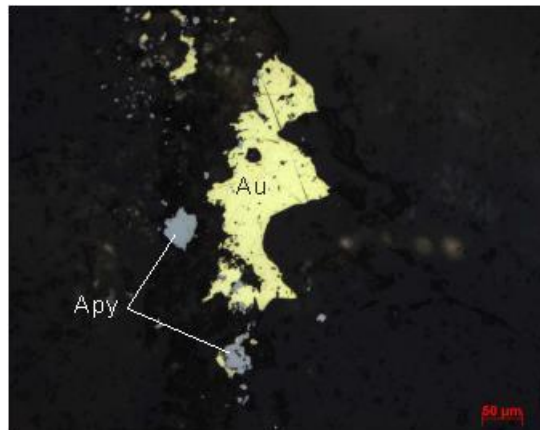
А) Борнит с решетчатыми структурами распада халькопирита обрастает блеклой рудой, обр. 58/136-1, фото в отраженном свете, без анализатора; Б) борнит выполняет трещины по границе между лёллингитом и замещающим его арсенопиритом, обр. 72-31-5, фото в отраженных электронах



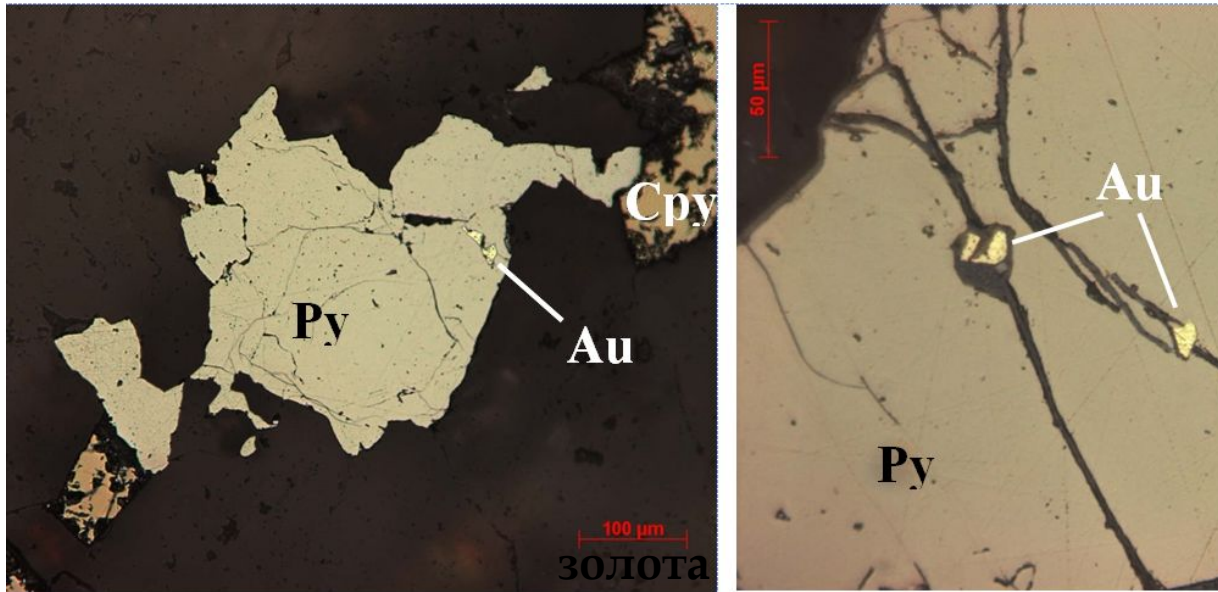
Выполнение блеклыми рудами трещин в арсенопирите и его замещение, обр. 58/136. Фото в отраженном свете, без анализатора



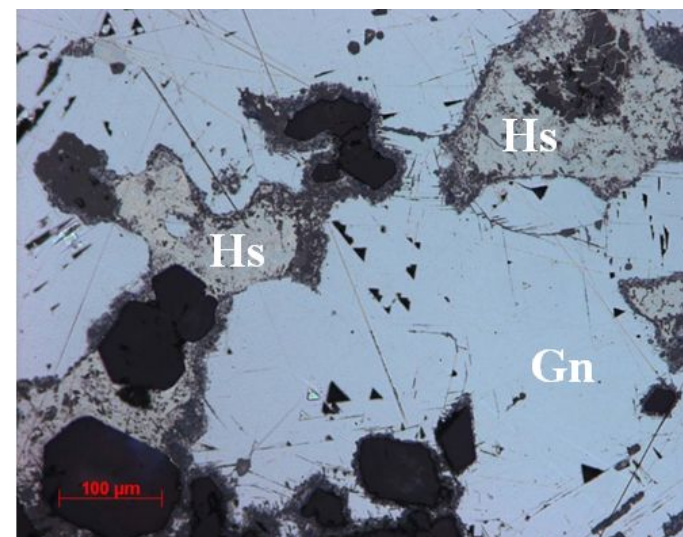
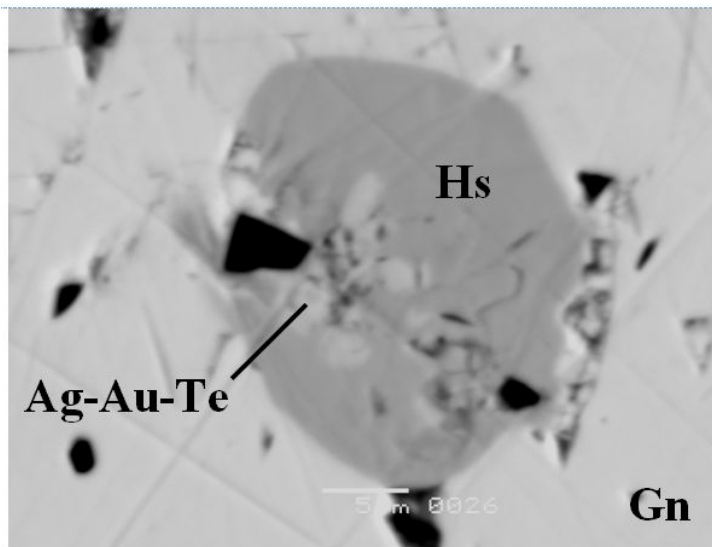
Выделения самородного золота, обр. 72/88-3. Фото в отраженном свете, без анализатора.



Самородное золото участка Туманный



Теллуриды золота и серебра участка Вукней



Образцы руд с сульфидно-сульфоантимонидной минерализацией с участка Вернитакайвеем

Оруденелые метасоматиты

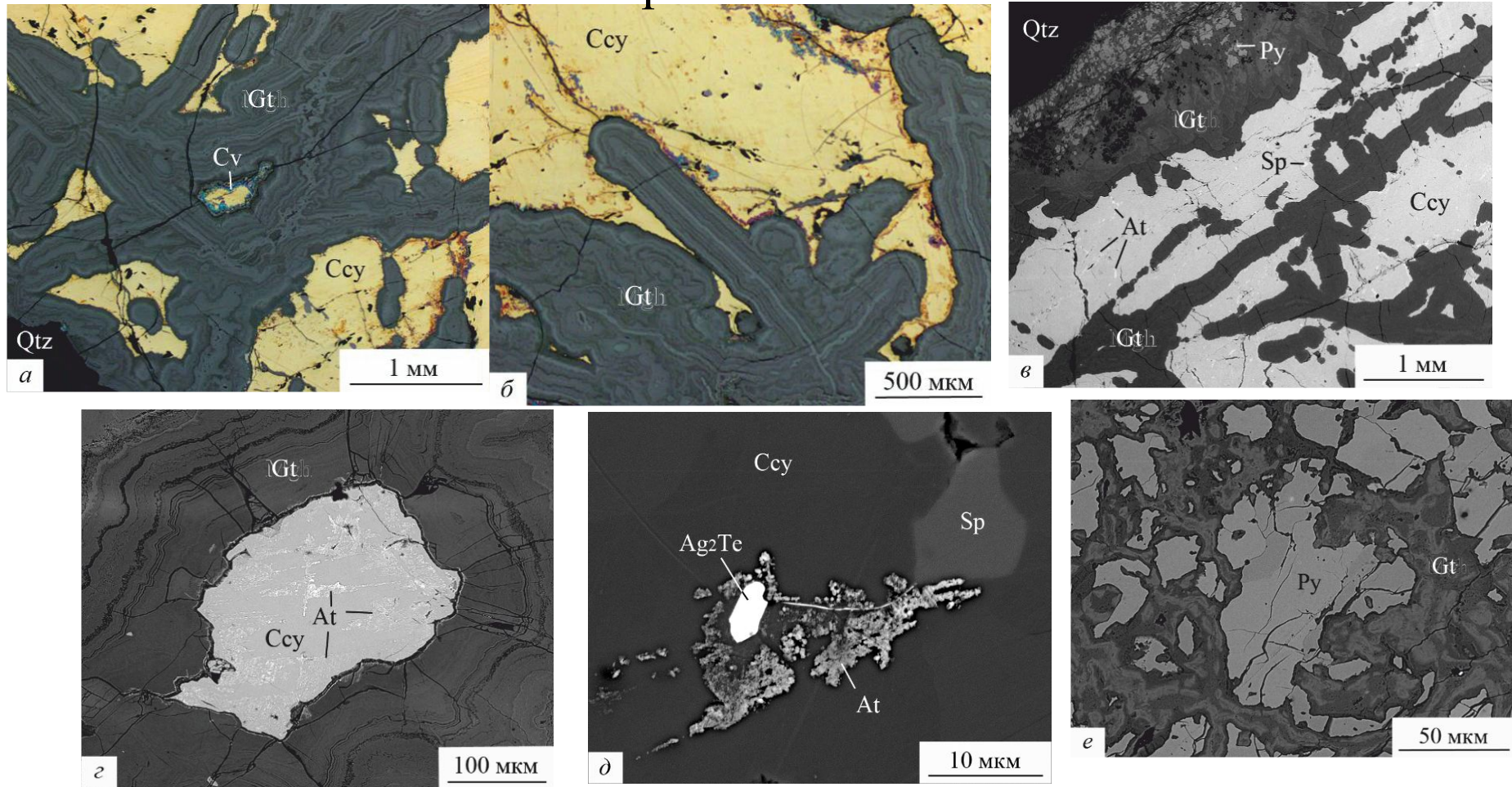


Кварцевые прожилки в оруденелых метасоматитах



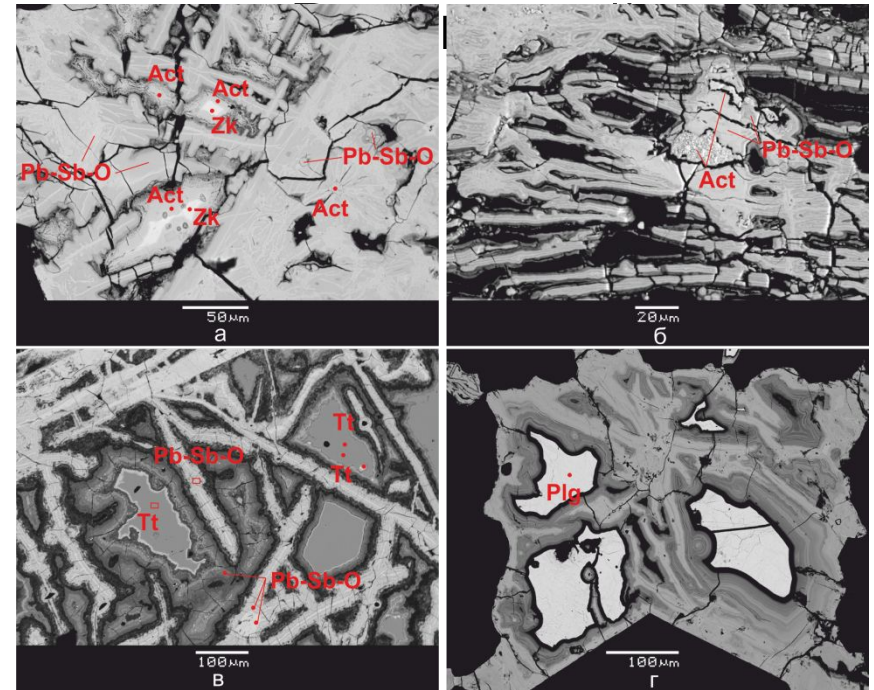
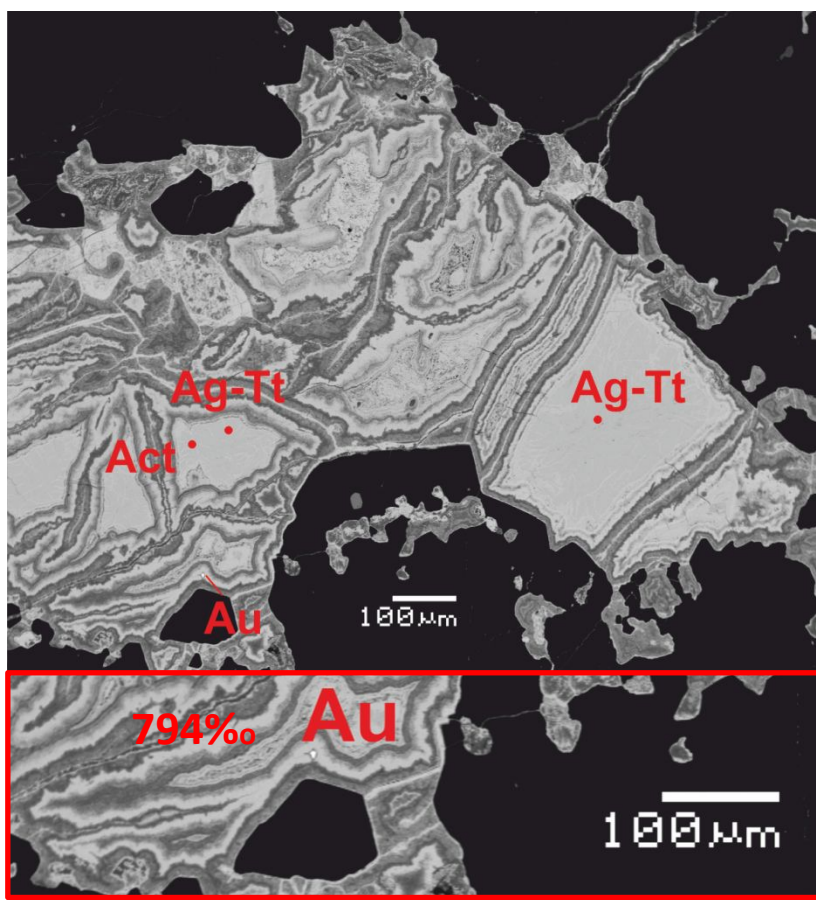
Серебро-полиметаллическая ассоциация участка

Верни такайвеем

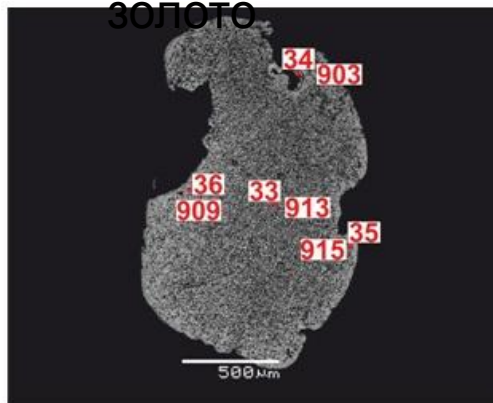


Минералы: Qtz – кварц, Ccy – халькопирит, Gt (гётит), Py – пирит, At – акантит, Sp – сфалерит, Ag₂Te – гессит. Фотографии: *a* и *б* – в отраженном свете, *в–е* – в обратно-отраженных электронах

Золото-серебряная ассоциация

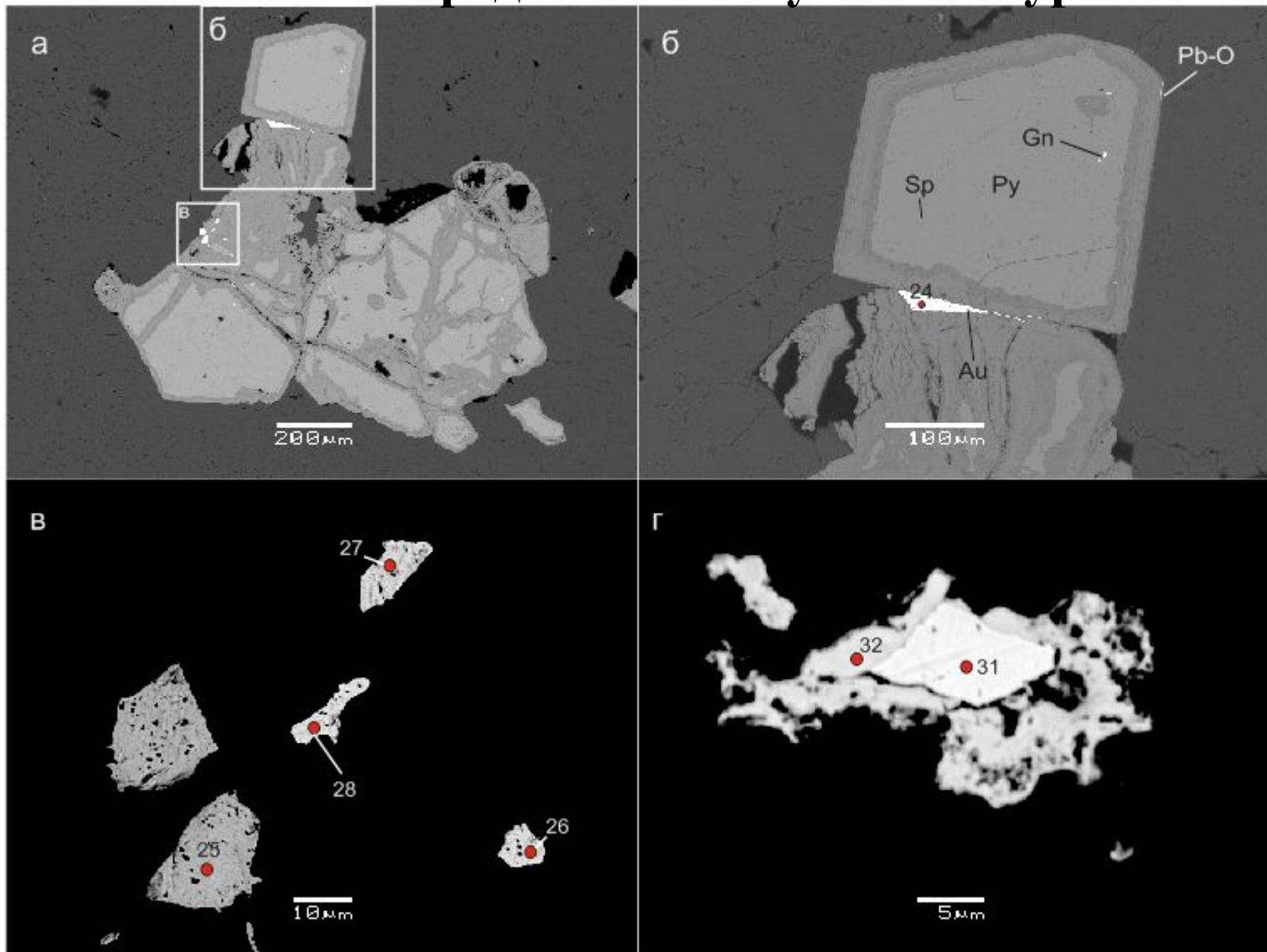


Россыпное
ЗОЛОТО

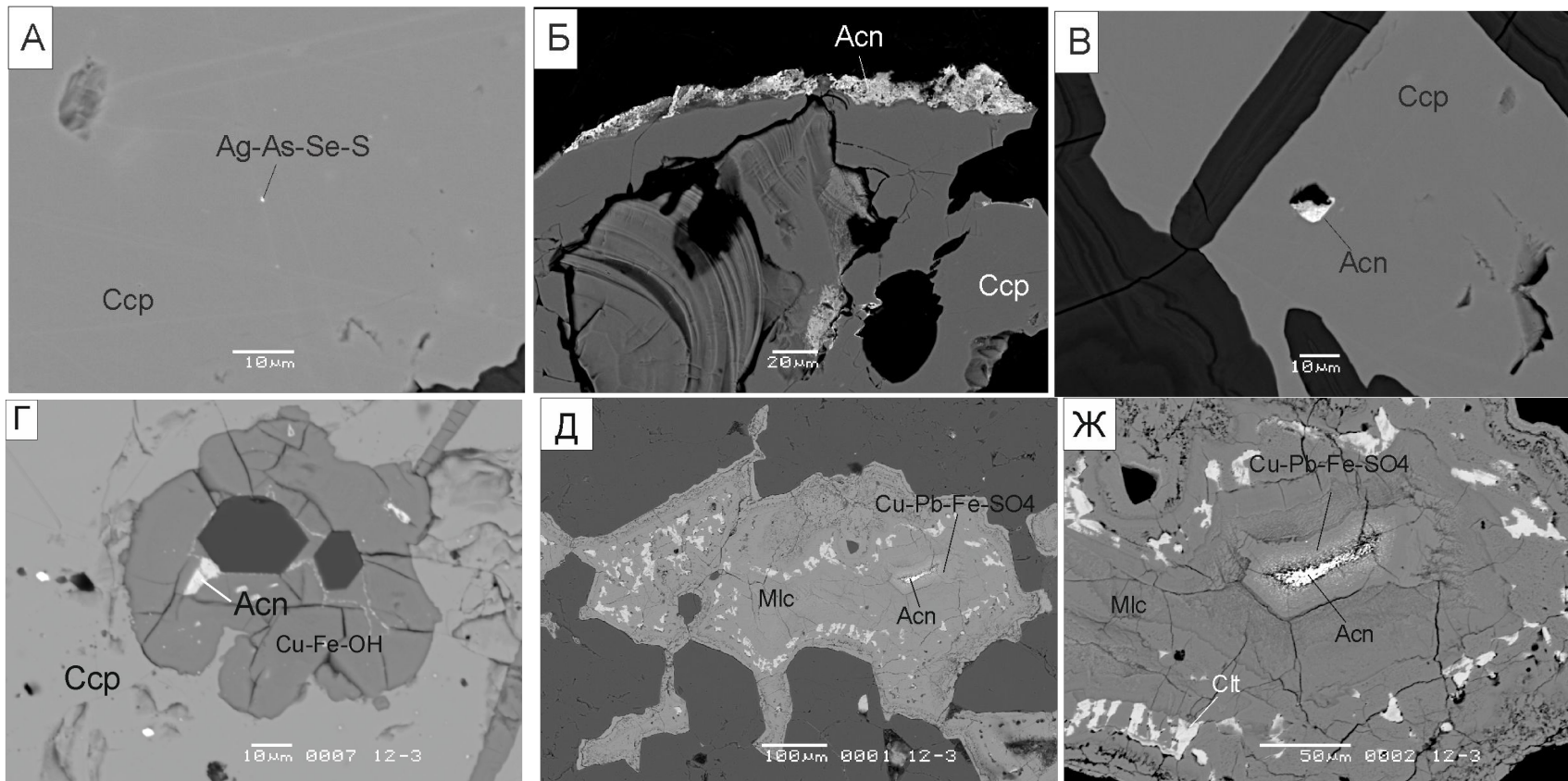


- Plg Плагинит – $Pb_5Sb_8S_{17}$
- Zk Цинкениит – $Pb_6Sb_{14}S_{27}$
- Tt Тетраэдрит $Ag_{11}FeSb_4S_{13}$
- Ag-Tt Аргентотетраэдрит – $Ag_2Cu_9(ZnFe)_2Sb_4S_{13}$
- Act Акантит – Ag_2S

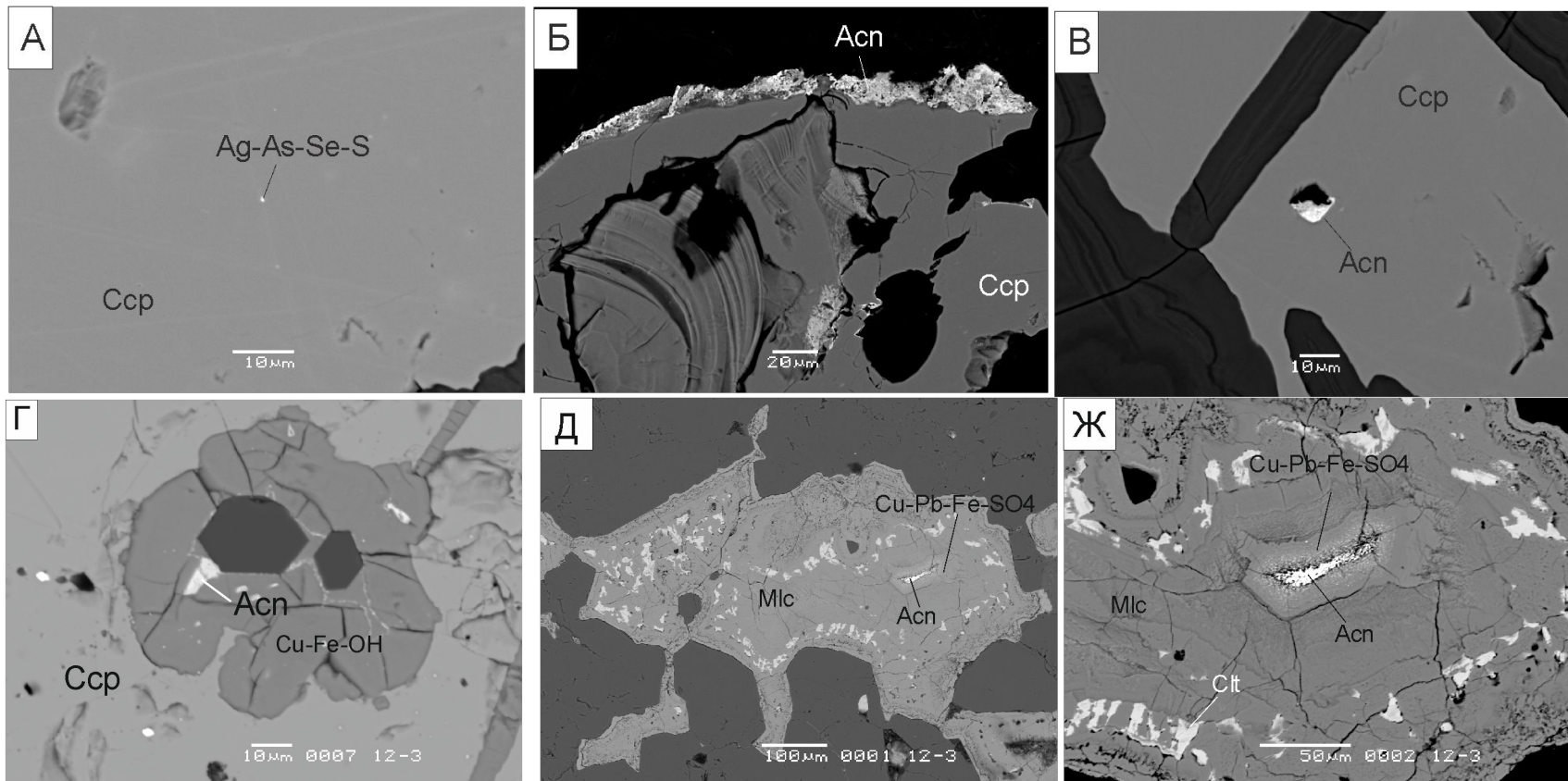
Самородное золото участка Тур



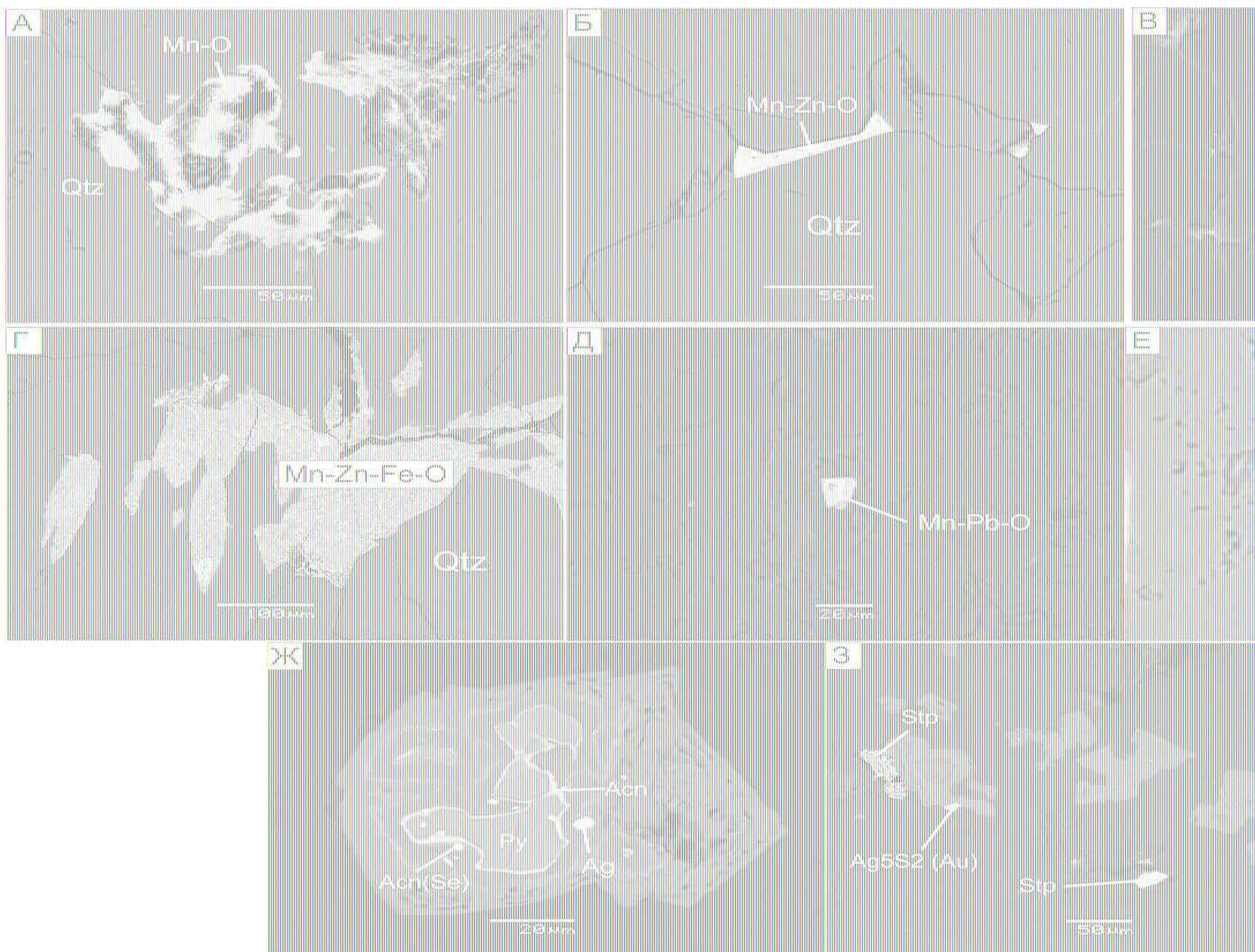
а) Вростки золота в пирите, б) электрум (пробность 684) в интерстициях между зернами пирита, в) вростки самородного золота (780-803) и электрума (689) в пирите, г) электрум (589) обрастает кюстелитом (468).



Серебросодержащие фазы. А) Вросток фазы Ag-As-Se-S в халькопирите. Б) кайма акантита вокруг халькопирита, В) вросток акантита в халькопирите; Г-Ж) акантит в продуктах окисления халькопирита. А-В) Участок Нембонданчан, образец 50/51-2; Г-Ж) участок Тур, обр. 12-3(Г), обр. 12/3-3(Д,Ж). Фото в отраженных электронах



Серебросодержащие фазы. А) Вросток фазы Ag-As-Se-S в халькопирите. Б) кайма акантита вокруг халькопирита, В) вросток акантита в халькопирите; Г-Ж) акантит в продуктах окисления халькопирита. А-В) Участок Нембонданчан, образец 50/51-2; Г-Ж) участок Тур, обр. 12-3(Г), обр. 12/3-3(Д,Ж). Фото в отраженных электронах



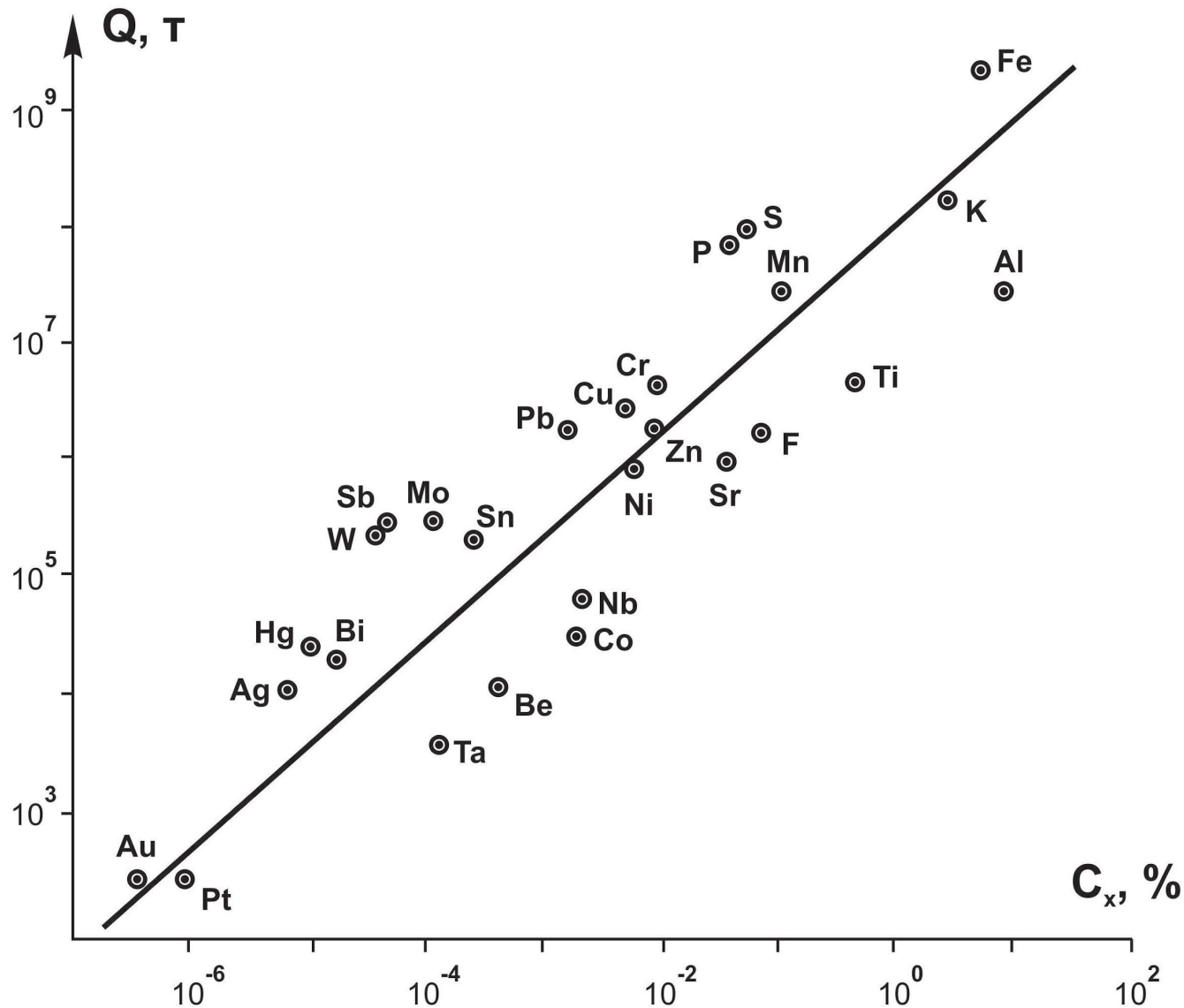
Участок
 Правое Крыло,
 обр. 73/75-6 (А-
 Е), обр.
 73/138-8 (Ж-З).
 Фото в
 отраженных
 электронах.

Минералы карбонат-кварцевых жил. А, Б, Г) Гнезда карбонатов марганца (замещены оксидами и гидроксидами марганца сложного состава) в кварце; В) зерно окисленного пирита, которое, по-видимому, содержало вросстки сфалерита и галенита; Д) возможно зерно окисленного галенита; Е) гнездо иллита в кварце; Ж) кайма акантита вокруг окисленных зерен пирита, в лимонитовой массе наблюдаются зерна высокоселенистого акантита и самородного серебра; 3) агрегат пирита (превращен в лимонит), стефанита (Ag_5SbS_4) и фазы состава Ag_5S_2 ,

**Геохимические запасы важнейших
металлов
в континентальной коре до глубины 1 км
и в промышленных месторождениях**

Металл	В рассеянном состоянии, $Q_{\text{расс.}}$, т	В месторождениях, $Q_{\text{конц.}}$, т	Доля запасов в месторождениях, %
Железо	$2,1 \times 10^{16}$	$4,3 \times 10^{12}$	$2,1 \times 10^{-2}$
Медь	$4,2 \times 10^{13}$	$1,82 \times 10^{10}$	$4,3 \times 10^{-2}$
Свинец	$6,7 \times 10^{12}$	$1,02 \times 10^{10}$	$1,5 \times 10^{-1}$
Цинк	$2,1 \times 10^{13}$	$1,16 \times 10^{10}$	$5,5 \times 10^{-2}$
Никель	$3,3 \times 10^{13}$	$6,0 \times 10^8$	$1,8 \times 10^{-3}$
Кобальт	$1,2 \times 10^{13}$	$5,25 \times 10^7$	$4,4 \times 10^{-4}$
Олово	$1,7 \times 10^{13}$	$5,0 \times 10^8$	$3,0 \times 10^{-3}$
Вольфрам	$4,2 \times 10^{11}$	$1,0 \times 10^8$	$2,4 \times 10^{-2}$
Молибден	$1,2 \times 10^{12}$	$1,0 \times 10^8$	$8,0 \times 10^{-3}$
Ртуть	$2,9 \times 10^{10}$	$3,7 \times 10^7$	$1,3 \times 10^{-1}$
Золото	$2,1 \times 10^9$	$3,15 \times 10^6$	$1,5 \times 10^{-1}$

Корреляционная зависимость между кларками земной коры и запасами элементов в месторождениях одинаковой крупности



Минеральная и безминеральная формы нахождения элементов в литосфере, %

Группа	Число элементов	Элементы	Минеральный вид		Безминеральный вид	
			Макро-формы	Микро-формы	Прочно связанные формы	Подвижные формы
I	8	O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg	95,98	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 1$	$n \cdot 10^{-1}$
II	6	Ti, P, Ba, Sr, Zn, Cr	$n \cdot 10$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 5$	$n \cdot 1$
III	6	H, F, S, C, Cl, B	$N \cdot 1$	$n \cdot 1$	$N \cdot 10$	$n \cdot 10$
IV	12	Li, Be, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sn, Pb, U	$N \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10$	$n \cdot 5$	$n \cdot 5$
V	13	Ce, Nb, Mo, Ag, Sb, Se, Ta, W, Au, Hg, Bi, Pt, Te	$N \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 5$	$N \cdot 10$	$n \cdot 5$
VI	18	Sn, Ga, Ge, Br, Ru, Rh, Pd, Cd, In, Tl, Cs, J, La, Y, Re, Os, Ir, Th	$N \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-1}$	$N \cdot 10$	$n \cdot 5$
VII	3	Rb, TR, Hf	0	$n \cdot 10^{-4}$	$N \cdot 10$	$n \cdot 5$

Безминеральная форма.

- Наиболее характерными безминеральными формами нахождения элементов в природе являются следующие:
- природные истинные и коллоидные растворы;
- газовые смеси;
- органическое вещество;
- структурные (изоморфные) и неструктурные включения в минералах;
- скрытокристаллические (аморфные) соединения;
- квазигазообразное состояние (по В.И.Вернадскому);
- сорбированное состояние в минеральном поглощающем комплексе;
- растворы во внутрикристаллических, пленочных и гравитационных водах;
- пары и газы в порах и трещинах;
- хелаты (металлоорганические соединения) и др.
- Провести четкую границу между безминеральной и микрокристаллической формой достаточно трудно.
- С практической стороны удобно все безминеральные формы нахождения элементов в литосфере объединить в два подвида: *подвижные* и *прочносвязанные* по признаку извлекаемости элементов-примесей из механически измельченных пород и руд простым выщелачиванием, не разрушающим кристаллическую решетку минералов, хотя такое деление в значительной мере условно.

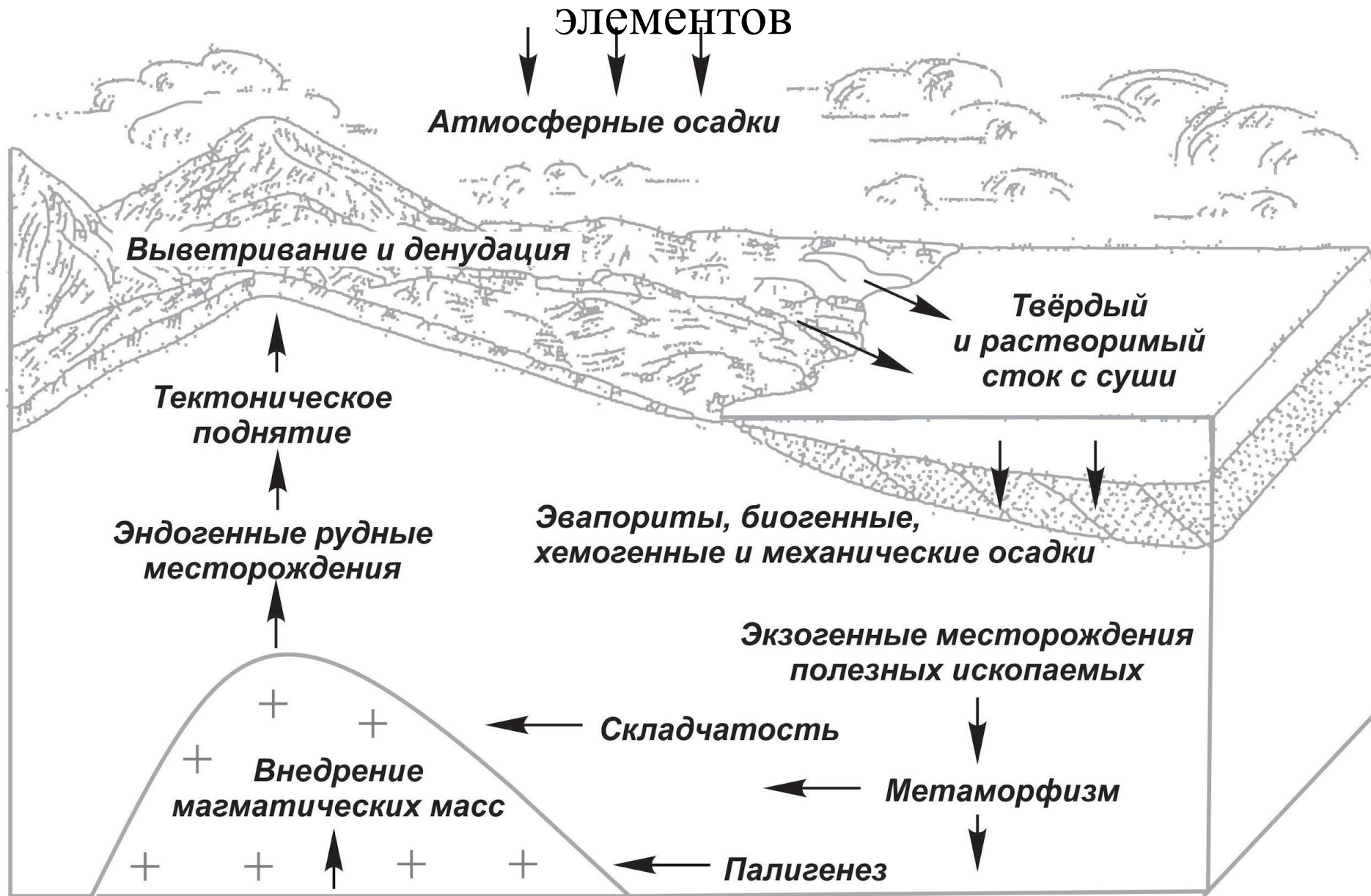
Лекция 7. Всеобщая миграция химических элементов во времени и пространстве

обусловлена *тремя основными причинами:*

- Космическим рассеянием;
- Перегруппировкой химических элементов между геосферами и внутри геосфер в результате воздействия *внешних* (энергия солнечного излучения, внутренняя энергия Земли, действие сил гравитации) и *внутренних* (свойства элементов) *факторов миграции.*
- Реакциями радиоактивного распада.

- ***Миграция химических элементов***
- Находит отражение в гигантских тектоно-магматических процессах, преобразующих земную кору, и в тончайших химических реакциях, протекающих в живом веществе, в непрерывном поступательном развитии окружающего мира, характеризуя движение как форму существования материи.
- Ведущими факторами природной среды являются ***температура, давление, концентрация раствора, в гипергенной зоне дополнительно влияет тип климата.***
- Глобальным отражением процессов миграции является большой геологический цикл миграции химических элементов.

Схема геологического цикла миграции химических



Перераспределение химических элементов в геологических процессах

практически всегда сопровождается их разделением (фракционированием).

- Существует **два механизма переноса химических элементов** в геологических процессах - молекулярная диффузия и конвективное перераспределение фаз в пространстве геологических систем. Исследование динамики перераспределения химических элементов в геологических процессах возможно только методами ЭВМ-моделирования.
- **Основными механизмами** геохимической дифференциации в геологически значимых масштабах являются процессы переноса, осуществляемые относительным перераспределением фаз в гетерогенных системах жидкость-твердые фазы, жидкость-жидкость, жидкость-газ, газ-твердые фазы.
- **Диффузионный перенос** химических элементов является механизмом, контролирующим локальные процессы, практически сводящиеся к росту минеральных зерен и узких зон в диффузионных метасоматических колонках; этот механизм переноса может быть ответственным только за перераспределение химических элементов в масштабах миллиметров-сантиметров, максимум первых десятков сантиметров.

Конвективный массоперенос

- *Конвекция – физико-химическая миграция атомов, ионов, молекул вместе с растворителем. Конвекция в пористой среде называется фильтрацией. Она протекает в верхней мантии и земной коре значительно быстрее диффузии, особенно в зоне активного водообмена. Фильтрация развивается в земных глубинах и усиливается в эпохи тектонической активности, складчатости и горообразования.*
- *Грунтовые воды движутся со скоростью несколько сантиметров в секунду, воды артезианских бассейнов – менее $n \cdot 10^{-2}$ см/с, застойные воды – менее $n \cdot 10^{-4}$ см/с. При фильтрации воды взаимодействуют с вмещающими породами, где развиваются процессы выщелачивания, обменной сорбции и осаждения на геохимических барьерах с формированием рудных пород.*
- *В природных условиях часто диффузия совмещается с конвекцией, что приводит к развитию совместного процесса – конвективной диффузии.*

Диффузионный массоперенос

- *Диффузия – физико-химическая миграция вещества для установления равновесных концентраций вследствие беспорядочного движения атомов, ионов, молекул и коллоидных частиц.*
- Она действует под влиянием внешних факторов, создающих градиенты концентрации, температуры, давления, электрического потенциала и выделяются соответственно *молекулярная диффузия, термо-, баро- и электродиффузия.*
- *Протекает в гипо- и гипергенных условиях, однако ее роль возрастает в земных глубинах с застойным режимом: артезианские бассейны, поровые воды, магматические и гидротермальные системы. Диффузионный процесс зависит также от тектонического режима. Его роль возрастает в спокойные эпохи и уменьшается при горообразовании.*
- Под влиянием диффузии в осадочной оболочке происходит диффузионно-молекулярное рассоление поровых вод, формирование высокоминерализованных подземных вод.
- Диффузия в гидротермальных системах создает первичные диффузионные ореолы гидротермальных месторождений.

Гипогенная зона

- характеризуется высокими и сверхвысокими температурами, давлением и концентрацией химических элементов, что приводит к метаморфизации и магматизации пород, насыщению водных гидротермальных растворов.
- В гипогенных условиях активная миграция возможна при высоком давлении и температуре, а кристаллизация – при понижении этих параметров.
- Во внутренних сферах Земли миграция элементов ограничена. В магме они распределяются более или менее равномерно и дифференцируются под действием гравитации: более легкие оказываются в верхней, а тяжелые – в нижней зоне.
- Снижение ведущих параметров гипогенной зоны приводит к трансформации фазы в ходе кристаллизации и последовательности образования минеральных видов с включением изоморфных форм более редких элементов. В ходе кристаллизации и других гипогенных процессов вблизи поверхности Земли, при излиянии магмы или извержении вулканов происходит равномерное или концентрированное распределение элементов на разных глубинах в виде месторождений.

Гипергенная зона

- *Зона гипергенеза является главным местом действия солнечной радиации.*
- Под ее влиянием прямо или косвенно протекают все гипергенные процессы и связанная с ними миграция элементов.
- Потребление энергии и ее расход изменяется в зависимости от природной зоны.
- Скорость геохимических процессов определяется динамикой температуры.
- Повышение температуры активизирует процессы и миграцию.
- Давление как фактор миграции элементов в зоне гипергенеза имеет меньшее значение, чем температура.

Основные выводы

- **В магматических процессах** основной вклад в перераспределение химических элементов вносит разделение твердых и жидкой фаз, т. е. механизм кристаллизационной дифференциации;
- разделение сосуществующих жидких фаз в пространстве магматических камер имеет резко ограниченное значение, поскольку в области реальных составов магматических пород явления ликвации экспериментально не установлены, за исключением силикатно-сульфидной ликвации, которая имеет определяющее значение в магматической геохимии халькофильных и сидерофильных элементов;
- разделение расплава и газовой фазы не может иметь практического значения для магматической эволюции из-за малого количества, малой плотности и малой растворимости соединений породообразующих элементов в магматических флюидах.
- Магматизм является основным процессом перераспределения и дифференциации земного вещества в эндогенных условиях.

- **В гидротермально-метасоматических процессах** основной вклад в перераспределение химических элементов вносит фильтрация флюидной фазы сквозь пористый каркас твердых пород, сопровождающаяся взаимодействием раствора и пород и глубокой дифференциацией химических элементов, но малая плотность флюидной фазы и ограниченная растворимость порообразующих и рудных минералов в водных растворах ограничивают масштабы перераспределения вещества земной коры в этих процессах - они носят локальный характер, а масса вещества, вовлеченная в эти процессы, весьма мала по сравнению с массой пород земной коры (контролирующим масштабы массопереноса является отношение вода / порода, которое в земной коре в целом сдвинуто в пользу пород).
- **В процессах, протекающих на поверхности Земли в биосфере**, основной транспорт вещества, сопровождающийся геохимической дифференциацией, связан с поверхностным гидрологическим циклом; эоловый перенос имеет резко подчиненное значение; главный массоперенос осуществляется в форме взвешенного материала, но, несмотря на малую минерализацию вод, взаимодействующих с породами, геохимический эффект, обусловленный разделением химических элементов по принципу их миграционной способности в водных растворах, может быть значителен из-за многократно повторяющейся циркуляции водной фазы гидросферы (результатирующее отношение вода / порода может быть сдвинутым в пользу воды).