



ГЕОХИМИЯ

Авторы: Э. М. Галимов

ГЕОХИМИЯ, наука о распространённости химич. элементов и их изотопов в природе, процессах, определяющих формы их нахождения, разделения и миграции в пространстве и времени. В. И. [Вернадский](#) дал определение Г. как истории атомов Земли. Г. изучает твёрдую Землю (кору, мантию, ядро), её внешние оболочки (атмосферу, гидросферу, биосферу) и космос (планеты, звёзды, метеориты). Учение Вернадского о геологич. роли живого вещества привело к становлению Г. биосферы и её ответвлений: биогеохимии, органич. Г. В качестве самостоят. разделов выделяют: Г. изотопов (в т. ч. изотопную геохронологию), космохимию, Г. твёрдой Земли, Г. атмосферы, Г. гидросферы и Г. окружающей среды. С накоплением данных сформировались направления, посвящённые детальному изучению отд. объектов (напр., нефтегазовая Г., Г. алмаза) и элементов (напр., Г.: углерода, серы, благородных газов, радиоактивных элементов).

Прогресс в Г. в существенной мере определяется развитием аналитич. химии и приборостроения в этой области. Совр. методы анализа вещества включают разные виды масс-спектрометрии, методы высокоразрешающей [хроматографии](#) и [спектрометрии](#) (рентгеновской, рамановской, инфракрасной, синхротронного излучения), электронную микроскопию в сочетании с анализом микроколичеств вещества. Эти методы позволяют обеспечить определение концентрации элементов с точностью 10^{-12} г/г, изотопных отношений – 10^{-5} и производить анализ фаз микроразмера.

Таблица 1. Десятичные логарифмы распространённостей (число атомов элемента на миллион атомов кремния) химических элементов в фотосфере Солнца, наименее дифференцированных каменных метеоритах (хондритах типа С1) и земной коре

Элемент	Порядковый номер периодич. системе	Распространённость		
		Солнце	Хондриты	Земная кора
Н	1	10, 4502	6,7042	5,0844
He	2	9,4393	-1,1549	-
Li	3	-0,3904	1,7566	2,4813
Be	4	-0,3979	-0,1367	1,5104
B	5	1,0492	1,3263	2,1704

C	6	7,0086	5,8603	4,3656
N	7	6,4997	4,7559	2,7466
O	8	7,3802	6,8645	6,4506
F	9	3,0086	2,9258	3,4194
Ne	10	6,5403	-2,6198	-
Na	11	4,7803	4,7589	4,9626
Mg	12	6,0294	6,0310	4,8211
Al	13	4,9201	4,9289	5,4404
Si	14	6,0000	6,0000	6,0000
P	15	3,8998	4,0170	3,2752
S	16	5,6599	5,7118	3,5013
Cl	17	3,9499	3,7193	2,7666
Ar	18	5,0086	-20506	-
K	19	3,5705	3,5763	4,7546
Ca	20	4,8102	4,7860	4,8363
Sc	21	1,5502	1,5340	1,1662
Ti	22	3,4393	3,3802	3,8014
V	23	2,4502	2,4669	1,991
Cr	24	4,1206	4,1303	1,8019
Mn	25	3,8401	3,9800	3,0601
Fe	26	6,1206	5,9542	4,8375
Co	27	3,3692	3,3522	1,2679
Ni	28	4,6998	4,6928	1,4746
Cu	29	2,6599	2,7177	1,3261
Zn	30	3,0492	3,1004	1,8745
Ga	31	1,3304	1,5775	1,2766
Ge	32	1,8597	2,0755	0,2591
As	33	-	0,8169	0,4003
Se	34	-	1,7931	-1,0045
Br	35	-	1,0719	0,2754
Kr	36	1,6532	-3,9000	-
Rb	37	1,0492	0,8506	2,0834
Sr	38	1,3502	1,3711	2,5309
Y	39	0,6902	0,6665	1,3409
Zr	40	1,0492	1,0569	2,3885

Nb	41	-0,1302	-0,1561	1,4208
Mo	42	0,3692	0,4065	0,138
Ru	44	0,2900	0,2695	-
Rh	45	-0,4295	-0,4634	-
Pd	46	0,1399	0,1430	-
Ag	47	-0,6108	-0,3134	-1,3187
Cd	48	0,3096	0,2068	-1,0683
In	49	0,1106	-0,7352	-1,3008
Sn	50	0,4502	0,5821	0,2974
Sb	51	-0,5498	-0,5100	-0,6203
Te	52	-	0,6821	-
I	53	-	-0,0458	0,0165
Xe	54	-0,6721	-3,9000	-
Cs	55	-	-0,4295	0,6137
Ba	56	0,5798	0,6522	2,6608
La	57	-0,3298	-0,3507	1,3403
Ce	58	0,0000	0,0554	1,6449
Pr	59	-0,8386	-0,7775	0,6243
Nd	60	-0,0501	-0,0820	1,2281
Sm	62	-0,5498	-0,5880	0,4688
Eu	63	-1,0400	-1,0119	-0,2302
Gd	64	-0,4295	-0,4815	0,2244
Tb	65	-1,6498	-1,3197	-0,5284
Dy	66	-0,4498	-0,4043	0,2254
Ho	67	-1,2899	-1,0511	-0,4511
Er	68	-0,6198	-0,6007	-
Tm	69	-1,5498	-1,4225	-
Yb	70	-0,4698	-0,6057	-0,0882
Lu	71	-0,7905	-1,4353	-0,8378
Hf	72	-0,6696	-0,8125	0,4857
Ta	73	-	-1,6840	-0,1076
W	74	-0,4401	-0,8761	-0,1445
Re	75	-	-1,2865	-
Os	76	-0,1002	-0,1707	-
Ir	77	-0,2000	-0,1798	-
Pt	78	0,2504	0,1271	-

Au	79	-0,5406	-0,7282	-
Hg	80	-	-0,4685	-1,5803
Tl	81	-0,6536	-0,7352	-0,4615
Pb	82	0,2999	0,4983	0,8879
Bi	83	-	-0,8416	-1,2564
Th	90	-1,4295	-1,4750	0,6211
U	92	-	-2,0458	-0,0048

Распространённость химических элементов

Научно обоснованные оценки распространённости химич. элементов в природе были даны в 1-й пол. 20 в. в работах Ф. У. [Кларка](#), В. М. [Гольдшмидта](#), В. И. Вернадского, А. Е. [Ферсмана](#), позже А. П. [Виноградова](#). Совр. оценки базируются на результатах спектроскопич. исследования фотосфер Солнца и звёзд, определениях содержания элементов в метеоритах и горных породах Земли, а также на полученных в последние десятилетия данных о составе вещества Луны и др. планет (и их спутников) Солнечной системы. Принятые значения распространённости элементов в фотосфере Солнца, каменных метеоритах и земной коре представлены в табл. 1. Распространённость химич. элементов уменьшается с увеличением атомного номера. Элементы с чётным атомным номером более распространены, чем их нечётные соседи. Аномально низкую для лёгких элементов распространённость имеют Li, Be, B. Эти закономерности обусловлены особенностями [нуклеосинтеза](#) элементов.

Закономерности распределения и формы нахождения химич. элементов в природном веществе контролируются их химич. свойствами, которые в обобщённом виде положены в основу [геохимической классификации элементов](#), впервые предложенной В. М. Гольдшмидтом (1923). На выявлении аномалий содержания химич. элементов основаны [геохимические поиски](#) полезных ископаемых.

Физико-химические основы геохимии

При интерпретации результатов и построении теоретич. моделей в Г. широко используются методы физич. химии (химич. термодинамика и кинетика), а также разл. математич. методы.

При описании геохимич. процессов используются такие базовые понятия химич. термодинамики, как термодинамич. потенциалы, правило фаз, уравнение состояния вещества, закон действующих масс, фазовые диаграммы состояния, константы равновесия химич. реакций, термодинамич. активность и её связь с химич. потенциалом. Применение универсальных методов химич. термодинамики в Г., петрологии и минералогии связано с именами В. М. Гольдшмидта, П. [Эсколы](#), Д. С. [Коржинского](#) и др. Аппарат химич. термодинамики позволяет моделировать физико-химич. процессы от низких и умеренных давлений (конденсация, испарение и фракционирование вещества на ранней стадии эволюции Солнечной системы, а также гидрохимич., магматич., метаморфич. процессы на Земле) до сверхвысоких давлений (св. 10^{11} Па), присущих плотносжатому состоянию вещества мантии и ядра Земли и др. планет. Исследованы термодинамич. свойства породообразующих и рудных минералов (оксидов; силикатов, в т. ч. оливинов, пироксенов, гранатов; сульфидов, карбонатов, а также

водосодержащих минералов разл. классов и др.). Созданы компьютерные базы данных, программные комплексы для расчёта термодинамич. равновесий в твёрдофазных, гидротермальных и магматич. системах (с наличием или отсутствием летучих компонентов) в широком интервале температур и давлений. Применение термодинамики к анализу природных явлений и процессов позволило построить физико-химич. модели земной коры, мантии и металлич. ядра Земли, а также оболочек др. космич. тел.

Геохимия изотопов

Во 2-й пол. 20 в. Г. вышла за рамки своего классич. определения, данного В. И. Вернадским, и стала скорее историей нуклидов, т. к. явление фракционирования (разделения) изотопов оказалось не менее информативным для изучения геохимич. процессов, чем классич. Г., изучающая фракционирование химич. элементов.

Фракционирование изотопов определяется изотопными эффектами, которые существенны только для разделения изотопов лёгких элементов. Изучение возникших в результате изотопного фракционирования различий в изотопном составе позволяет реконструировать химич. историю вещества, его источники, температуру и кинетику процессов.

В развитие Г. изотопов первостепенный вклад внесли Г. Юри и Дж. Бигеляйзен (США), Я. Боттинга, М. Жавуа (Франция), Л. Меландер (Швеция). Рос. геохимиками разработана изотопная термодинамика многоатомных соединений углерода (Э. М. Галимов, 1971–81), открыт спиновый изотопный эффект (А. Л. Бучаченко, Э. М. Галимов), исследована зависимость изотопных эффектов от давления (В. Б. Поляков). Масс-независимые изотопные эффекты обнаружены и изучены Р. Клейтоном, М. Тимменсом (США). Наиболее развита Г. стабильных изотопов лёгких элементов, основанная на изучении изотопных отношений: D/H , $^{13}C/^{12}C$, $^{15}N/^{14}N$, $^{17}O/^{18}O/^{16}O$, $^{32}S/^{33}S/^{34}S$. Масс-спектрометры последнего поколения позволили обнаружить изотопные вариации более тяжёлых элементов: Ca, Cr, Fe, Cu, Zn, Se, Mo.

Основополагающие работы в Г. стабильных изотопов отд. элементов выполнены: по углероду – Г. Крейгом (США) и Э. М. Галимовым, по сере – Х. Тодтом, Р. Кроузом (Канада) и В. А. Гриненко (Россия), по кислороду – С. Эпстайном, Р. Клейтоном (США), Е. И. Донцовой и Р. В. Тейсом (Россия).

Построение временной шкалы геологич. событий, определение изотопного возраста пород и минералов (см. Геохронология) являются частью геохимич. исследований. Определение изотопного геологического возраста основано на анализе изотопных систем, в которых происходит накопление радиогенных (дочерних) нуклидов за счёт распада радиоактивных нуклидов. Системы с долгоживущими радиоактивными изотопами (^{87}Rb – ^{87}Sr , ^{147}Sm – ^{143}Nd , ^{238}U – ^{206}Pb , ^{235}U – ^{207}Pb , ^{187}Re – ^{187}Os , ^{40}K – ^{40}Ar и др.) позволяют измерять отрезки времени от миллиона лет до времени образования Земли и Солнечной системы. При помощи этих систем установлены точные возрастныe границы этапов геологич. истории, которые ранее определялись только относительно друг друга (путём палеонтологич. корреляции), определён точный возраст Земли (4,566 млрд. лет). Для этих целей также используются системы ^{190}Pt – ^{186}Os , ^{176}Lu – ^{176}Hf . В космохимич. исследованиях исключительно плодотворным оказалось исследование систем с короткоживущими изотопами, синтезировавшимися в момент возникновения Солнечной системы, такими как ^{129}I – ^{129}Xe , ^{182}Hf – ^{182}W , ^{26}Al – ^{26}Mg , ^{146}Sm – ^{142}Nd . Радиоактивные члены этих систем давно исчезли, но остались радиогенные дочерние изотопы. Сдвиги в изотопных отношениях (напр., $^{182}W/^{183}W$, $^{26}Mg/^{24}Mg$, $^{142}Nd/^{144}Nd$) дают информацию о самых ранних событиях в Солнечной системе:

аккумуляции планет, первичной дифференциации вещества Земли, формировании её ядра, образовании Луны. При расшифровке новейших событий четвертичного периода используются короткоживущие (в масштабе геологич. времени) изотопы ^{14}C , ^{10}Be , ^{36}Cl , образующиеся под действием космич. лучей в атмосфере или на поверхности пород. Измерение относительных содержаний короткоживущих изотопов ^{234}U , ^{230}Th , ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{231}Pa в рядах распада ^{238}U и ^{235}U позволяет датировать новейшие образования с возрастом от тысяч до миллиона лет. Помимо возраста, изучение вариаций распространённости радиогенных изотопов ^{87}Sr , ^{143}Nd , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{176}Hf , ^{187}Os даёт представление об изотопных характеристиках глобальных резервуаров, причинах и механизмах, ответственных за гетерогенность и аномалии изотопных составов пород и руд, источниках сформировавших их магм и флюидов. Соотношения изотопов благородных газов: $^3\text{He}/^4\text{He}$, Ne , Ar , Kr , Xe , используются для реконструкции процессов в протопланетном газопылевом облаке, для выявления первичных газов, удержанных Землёй при её формировании. В развитие Г. радиогенных изотопов большой вклад внесли К. Аллегр (Франция), Дж. Вассербург (США), Г. Лугмаер (Германия), О'Найенс (Великобритания), Э. К. Герлинг, И. В. Чернышёв, Ю. А. Шуколюков (Россия).

Космохимия

Исследования поведения элементов и изотопов во внеземном веществе и внеземных условиях начались во 2-й пол. 20 в. благодаря экспедициям «Аполлон» (США) и «Луна» (СССР), доставившим пробы лунного грунта, а также информации, полученной при помощи космич. аппаратов об атмосфере и поверхности Венеры, Марса, спутников Юпитера и Сатурна, комет и астероидов. В глобальных построениях Г. базируется на концепции принципиального сходства состава Земли и метеоритов (Г. [Юри](#), А. П. Виноградов). При этом [железные метеориты](#) рассматриваются как аналоги вещества земного ядра, [каменные метеориты](#) (хондриты) – вещества силикатной мантии. Происхождение земных летучих компонентов, в т. ч. воды, соединений углерода, азота, продолжает оставаться предметом дискуссий. Ряд учёных считает, что Земля в ходе формирования утратила первичные летучие компоненты, и они были привнесены на завершающей стадии аккумуляции планеты при выпадении на её поверхность комет или др. космич. тел, имеющих состав углистых хондритов. Космохимич. аспекты проблемы формирования Земли наиболее полно рассмотрены в работах А. Рингвуда (Австралия), Х. Венке (Германия), К. Аллегра (Франция). Крупным достижением последних двух десятилетий является обнаружение в межзвёздном пространстве многочисл. органич. соединений, а также установление изотопных аномалий.

Геохимия твёрдой Земли

Ядро и мантия Земли. Плавление – осн. глубинный процесс химич. дифференциации Земли, в результате которого возникают расплавы (магмы) разл. состава. Г. магматизма изучает разделение и миграцию элементов, связанную с зарождением, перемещением и затвердеванием магм. Крупные обобщения по Г. элементов в магматич. породах выполнены В. М. Гольдшмидтом (1936), А. П. Виноградовым (1962), К. Г. Ведеполем (Германия, 1978). Гл. источник энергии плавления – теплота радиоактивного распада таких элементов, как U , Th , ^{40}K . Предполагается также, что существенным источником теплоты Земли (до $1/3$ теплового потока) является продолжающееся медленное наращивание ядра Земли (Э. М. Галимов, 2005). Магмы образуются в результате частичного плавления вещества мантии Земли (базальты), континентальной коры (граниты) либо имеют

смешанный источник. Группа щелочных расплавов (нефелиниты, карбонатиты, кимберлиты, лампроиты) формировалась при участии процессов мантийного метасоматоза (П. Вайли, 1975, Д. Эгглер, 1982, США; В. С. Соболев, 1987, Л. Н. Когарко, 2002, Россия). Первичные расплавы либо изливаются на поверхность в вулканич. аппаратах, либо кристаллизуются на глубине в промежуточных очагах. Процессы кристаллизационной дифференциации первичных магм и гравитационной кумуляции минералов в промежуточных очагах – гл. механизмы формирования разл. магматич. серий пород и магматич. месторождений. Магматич. месторождения Fe, Ti, V, Cr (базальтовые магмы), Р, РЗЭ, Nb, Ta, Zr (щелочные магмы), Li, Rb, U, Th, Sn (гранитные магмы) формировались в процессах кристаллизационной дифференциации и фракционирования редких элементов (А. Налдрет, 1972, Канада; Д. Ирвин, 1980, США; Л. Н. Когарко, 1995, Россия). Ход химич. эволюции первичных магм определяется порядком кристаллизации и фракционированием минералов. Эксперим. исследования диаграмм состояния систем, близких по составу к магмам ($\text{SiO}_2\text{--MgO--Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--Na}_2\text{O--K}_2\text{O}$), дали возможность оценить поля кристаллизации гл. породообразующих минералов и построить количественные геохимич. модели эволюции природных расплавов. Развитие этих идей связано с работами Н. Боуэна (1934, США), Х. Йодера и К. Тилли (1965, США, Великобритания), И. Куширо (1972, Япония), А. Эдгара (1989, Канада), М. Гиорсо (1995, США), А. Гупты (1999, США), А. А. Арискина (1998, Россия), С. Фоли (2000, Германия). Г. элементов в процессах кристаллизационной дифференциации и частичного плавления определяется их свойствами, гл. обр. размерами атомов и зарядами ядра. Они описываются коэффициентами распределения K_d . В процессах кристаллизации силикатных магм элементы с высокими K_d (обычно элементы с высокими зарядами и малыми атомными радиусами) захватываются кристаллич. решётками на ранних этапах, в то время как атомы с низкими K_d (элементы с большими радиусами и низкими зарядами) концентрируются в конечных продуктах дифференциации (Д. Шоу, 1957, Канада; И. Д. Рябчиков, 1965). Плавление минералов и пород характеризуется увеличением температуры плавления с ростом давления. Величина этой зависимости лежит в пределах 50–120 К/ГПа.

Присутствие летучих компонентов в недрах, таких как H_2O , CO_2 , H_2 , CH_4 , приводит к понижению темп-ры плавления. Наличие H_2O в виде свободной паровой фазы понижает темп-ру плавления силикатов на 100–300 °С; CO_2 , СО и H_2 , CH_4 – на неск. десятков градусов. Примесь F и в меньшей степени Cl также вызывает понижение темп-ры плавления. Летучие компоненты изменяют поля кристаллизации минералов и состав выплавленных магм, напр., при высоких давлениях CO_2 из мантии могут выплавляться щелочные базальтоиды, карбонатно-силикатные, карбонатные и кимберлитовые расплавы. Эксперим. исследования с участием летучих компонентов показали значит. растворимость силикатов во флюидной фазе в области высоких давлений (канад. исследователь Р. Горансон, 1950; рос. учёные: И. А. Островский, 1969; Н. И. Хитаров, А. А. Кадик, 1971; И. Д. Рябчиков, 1975, 1982). Эти работы легли в основу развития Г. мантийного метасоматоза.

Химич. дифференциация Земли тесно связана с перераспределением кислорода в недрах планеты в результате формирования металлич. ядра, глубинной дегазации, плавления, субдукционных процессов и восходящих потоков мантийного вещества (плюмов) и астеносферных диапиров. Этот процесс находит прямое отражение в окислительно-восстановит. состоянии глубинного вещества, мерой которого служит парциальное давление кислорода в минер. реакциях. Поведение кислорода в значит. степени связано с окислительно-восстановит. реакциями, в которых принимает участие железо (Fe^{3+} , Fe^{2+} и Fe^0) – доминирующий элемент переменной

валентности, а также восстановленные (H_2 , CH_4) и окисленные (H_2O , CO_2) соединения водорода и углерода. В совр. литосферных и астеносферных слоях верхней мантии вещество в осн. умеренно окислено. Значения парциального давления кислорода находятся выше условий равновесия с металлич. фазой. Активность Fe^{3+} -содержащих компонентов в минералах верхней мантии соответствует значениям парциального давления кислорода, которые определяют преобладание CO_2 и H_2O в составе летучих соединений углерода и водорода. С другой стороны, имеются геохимич. данные, свидетельствующие о восстановленном характере вещества мантии Земли на ранних этапах её формирования. Глобальные изменения парциального давления кислорода во времени и пространстве с высокими значениями парциального давления кислорода в верхних оболочках Земли являются результатом комплекса химич. и физич. процессов в недрах планеты. Выполненные в кон. 20 – нач. 21 вв. эксперим. исследования при сверхвысоких давлениях показали, что на глубинах св. 700 км в растущей Земле должен образовываться сверхплотный минерал (силикат магния со структурой перовскита), в котором в химич. равновесии с металлом присутствует значит. количество трёхвалентного железа (нем. исследователи К. Маккаммон, 1997; Д. Фрост, 2004). Предполагается, что первичной причиной высоких значений парциального давления кислорода в верхних частях мантии является многостадийный характер эволюции металлич. ядра Земли (Э. М. Галимов, 1998, 2005). После формирования б. ч. ядра (ок. 95% в течение первых 100 млн. лет) оно продолжало медленно расти за счёт диспропорционирования FeO мантии. При этом металлич. железо присоединялось к ядру, а окисленная его форма поднималась с восходящим потоком мантийной конвекции и увеличивала химич. потенциал кислорода в верхних частях мантии. В соответствии с совр. представлениями $Fe-Ni$ ядро Земли включает до 10% (по массе) лёгких элементов. Наиболее вероятны в качестве примесей O, S, возможно Si. Присутствие в мантии избытка радиогенного ^{182}W (дочернего изотопа ^{182}Hf с периодом полураспада ок. 9 млн. лет) указывает на сравнительно быстрое образование значит. части ядра.

Земная кора. Континентальная кора существенно обогащена SiO_2 и литофильными элементами с большим ионным радиусом, напр. U, K, Rb. 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%). Океанич. кора в меньшей степени обогащена несовместимыми элементами относительно мантии, чем континентальная кора. 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.

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.

Геохимия атмосферы

Атмосфера Земли – осн. планетарный резервуар самых летучих элементов, накапливающихся в процессе дегазации земных недр. Совр. атмосфера состоит из азота (78,1%), кислорода (20,9%), аргона (ок. 1%), CO₂ (0,03%). Кроме того, в составе атмосферы в небольших и переменных концентрациях находятся пары воды, а также сероводород, диоксид серы, метан, оксиды азота, озон и др. соединения, которые постоянно выделяются в процессах дегазации земных недр, деятельности живых организмов и химич. реакций, протекающих в атмосфере. Состав атмосферы др. планет существенно отличается от земной. Венера, как показали исследования, выполненные при помощи рос. космич. аппаратов серии «Венера», имеет плотную (100 атм) мощную атмосферу, состоящую на 98% из CO₂, небольшого количества паров воды (ок. 0,1%), в облачном слое

в виде аэрозоля присутствует серная кислота (А. П. Виноградов, В. Л. [Барсуков](#), Ю. А. Сурков). Атмосфера Марса разрежена (≈ 800 Па) и состоит из CO_2 , обогащённого изотопом ^{13}C . Первичная атмосфера Марса, по-видимому, содержащая метан, была утрачена. Результаты, полученные космич. аппаратом «Кассини-Гюйгенс», совершившим посадку на Титан, показали, что его атмосфера состоит из метана, а на поверхности имеются бассейны жидкого метана.

Состав земной атмосферы изменялся в ходе геологич. времени. Прежде всего, это касается кислорода, который является продуктом фотосинтеза растений. Имеются геохимич., в т. ч. изотопные свидетельства того, что появление заметного количества кислорода в атмосфере произошло в интервале 2,0–2,4 млрд. лет назад. Кислород постоянно поглощается в ходе выветривания горных пород и осадконакопления. Он расходуется на окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} , сульфидной серы S^{2-} до сульфатной SO_4^{2-} и др. элементов переменной валентности (Mn, V) до высших степеней окисления.

Эквивалентная масса восстановленного органич. углерода захороняется в осадках. Нарушение этого баланса влияет на содержание кислорода в атмосфере. Появление кислорода в атмосфере и его геологич. история тесно связаны с развитием биосферы. До возникновения фотосинтеза атмосфера Земли была бескислородной. Однако вопрос о том, была ли она восстановленной, т. е. содержала углерод в форме CH_4 и CO (возможно, также H_2 , NH_3), или нейтральной, т. е. содержала наряду с N_2 углерод в форме CO_2 , остаётся открытым. До недавнего времени существование восстановленной атмосферы считалось невозможным, поскольку она несовместима с относительно окисленным состоянием мантии Земли. К тому же CH_4 в атмосфере быстро подвергается фотодиссоциации. Однако в последнее время амер. учёные К. Чайба и К. Саган показали, что CH_4 может экранироваться органич. аэрозолем и длительно оставаться устойчивым, а по мнению Э. М. Галимова, – первичная мантия была восстановленной и лишь приблизительно к рубежу 4 млрд. лет назад достигла близкого к совр. уровня окисления, т. е. на поверхности Земли в первые сотни миллионов лет существовала восстановительная обстановка, благоприятная для происхождения жизни.

Уникальная возможность реконструкции климата и состава прошлых атмосфер Земли в течение последних 100–200 тыс. лет стала возможна благодаря информации, полученной в результате бурения ледового покрова Антарктиды и Гренландии. Вариации изотопного состава водорода и кислорода в керне льда документируют чередование периодов оледенения и межледниковых эпох, а содержание и изотопный состав углерода CO_2 и CH_4 в захваченных льдом пузырьках воздуха отражают амплитуду естеств. вариаций, что важно для правильной оценки масштаба влияния совр. антропогенной продукции этих газов.

Поры осадочных пород содержат значит. массы газов: атмосферные газы (N_2 , Ar, CO_2 , O_2 , благородные газы), газы биохимич. происхождения (CO_2 , CH_4 , H_2S), катагенные газы, образующиеся при разложении и обуглероживании органич. вещества в недрах (CH_4 , более тяжёлые углеводороды, CO_2). В областях активного вулканизма в газово-водную систему осадочных пород поступают [вулканические газы](#).

Геохимия гидросферы

Масса Мирового ок. составляет ок. 5% от массы земной коры. В ходе круговорота вещества земной коры и мантии в течение геологич. истории океан удерживал легкорастворимые вещества, которые постепенно

формировали его солевую массу. Гл. ионы океанич. воды показаны в табл. 2. Условия для появления воды на поверхности Земли возникли довольно рано. Об этом свидетельствует изотопный состав кислорода древнейших цирконов (возраст 4,1–4,3 млрд. лет). Однако нельзя с определённой уверенностью сказать, была ли это водная оболочка или разрозненные бассейны, была ли водная масса первичной, наращивалась ли она за счёт дегазации мантии или выпадения водосодержащего космич. материала типа углистых хондритов и комет. Вода раннеархейского океана относительно обогащена изотопом ^{18}O , что свидетельствует либо о высокой темп-ре воды (70–90 °C), либо о низком отношении водной массы к массе осаждённого материала, т. е. ограниченном объёме океана.

Таблица 2. Главные ионы океанической воды (на 1 кг океанической воды при солёности 35,00‰)

Ионы	Концентрация, г/кг
Катионы	
Na^+	10,7638
Mg^{2+}	1,2970
Ca^{2+}	0,4080
K^+	0,3875
Анионы	
Cl^-	19,3534
SO_4^{2-}	2,7007
HCO_3^-	0,1427
CO_3^{2-}	0,0702

Глобальные климатич. изменения отражаются на изотопном составе кислорода океана. В периоды оледенения изотоп ^{16}O накапливается в ледовых покровах, в периоды потепления он возвращается в океан, обогащая лёгким изотопом карбонатные и кремнезёмные скелеты организмов. На этой основе построена связанная с климатом изотопно-кислородная стратификация (Н. Шеклтон, Великобритания).

Вода как самостоят. фаза распространена в земной коре до глубины св. 20 км, образуя совместно с Мировым ок. [гидросферу](#). Общее количество растворённых компонентов солевой массы гидросферы определяется условиями равновесия (растворимости, сорбции, накопления биогенных отложений) в системе «вода– порода», а также обменом газов с атмосферой. Вещества, растворимые в данных условиях, переходят в водный раствор, труднорастворимые – накапливаются в донных осадках. Соленоносные отложения возникают в результате испарения воды в изолированных бассейнах. Последовательность отложения солей NaCl , MgSO_4 и др. определяется [галогеenezом](#).

Солевой состав пластовых вод изменяется в зоне гипергенеза от геохимич. типа с преобладающим составом $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+}$ к геохимическим типам $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ (осадочные породы), $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+}$ (гранитоиды), $\text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$ (основные породы), $\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ (ультраосновные породы). Минерализация растворов возрастает с 0,1–0,2 до 1–2 г/л (кристаллич. породы), до 13–28 г/л (осадочные породы). Снижение концентрации растворённого кислорода приводит к понижению окислительно-восстановит. потенциала и восстановлению части сульфатной серы, появлению пирита вместо гематита. При увеличении парциального давления диоксида углерода водная фаза подкисляется (pH 8,2 → 6,1), сужается поле кальцита и доломита, появляются кварц, каолинит.

Наблюдаемые в земной коре составы природных вод являются результатом геохимич. процессов, протекающих в системе «вода–порода–газы» (рос. учёные С. Р. Крайнов, Б. Н. Рыженко, С. Л. Шварцев). Хлоридные воды и рассолы, образованные при взаимодействии осадочных и кристаллич. пород с захороненной морской водой, имеют высокую минерализацию и существенную долю магния в катионном составе рассола. Выделяют также щелочные карбонатные воды и инверсионные (опреснённые) карбонатные воды глубоких горизонтов земной коры.

Г. изучает условия протекания гидротермальных процессов (минералообразования, в частности рудообразования). Одним из способов реконструкции гидрохимич. процессов является исследование газожидких включений в минералах. Захваченные при их образовании флюидные включения (иногда с осадком и органич. веществом) позволяют определить параметры гидротермальных процессов: температуру, давление и химич. состав макро- и микрокомпонентов (Н. П. Ермаков, В. Б. Наумов, Россия; Е. Рёддер, США). Геохимич. исследования гидротермальных рудообразующих процессов направлены на выяснения источников, путей миграции и условий отложения рудного вещества (В. В. Щербина). Совр. оценки источников рудного вещества и стадийности рудоотложения основаны гл. обр. на изотопных данных. Центр. задачей является выявление процесса, приводящего к концентрации полезного (рудного) компонента, которая иногда превышает в 10^3 – 10^6 раз содержание этого элемента в гидротермальном растворе. Разработано учение о геохимич. барьерах – участках горных пород, на которых происходит резкое изменение состава вмещающей породы, темп-ры, давления, кислотно-основных, окислительно-восстановит. и др. свойств гидротермального флюида, несущего рудные компоненты (А. И. Перельман). Одним из таких барьеров является место смешения гидротермальных растворов, имевших разные пути фильтрации в порово-трещинном пространстве пород (рос. учёные В. Л. Барсуков, Н. П. Лавёров, М. В. Борисов, А. А. Пэк).

Геохимия биосферы

Геологич. роль живого вещества впервые всесторонне исследовал и показал В. И. Вернадский. Разнообразные органич. соединения образуются под действием тепла и излучений в восстановительной обстановке из простых предшественников (HCN , HCHO , CH_4 , N_2 , H_2O). Достаточно сложные соединения, такие как аминокислоты, гидроксикислоты, установлены в кометах, метеоритах. Поэтому органич. фон, несомненно, присутствовал на самой ранней Земле. Принципиальным является вопрос о том, каким образом был запущен и стал развиваться процесс упорядочения, который в ходе геологич. истории производил всё более сложные формы организации.

Эта проблема рассматривалась М. [Эйгеном](#), И. Р. [Пригожиным](#), С. Кауфманом. В соответствии с одной из последних версий (Э. М. Галимов, 2001) определённые типы сопряжённых реакций порождают упорядочение. Ключевую роль в предбиологич. эволюции мог играть гидролиз [аденозинтрифосфата](#) (АТФ), сопряжённый с реакциями синтеза полимеров. При определённых условиях возможен абиогенный синтез АТФ из простых предшественников. После установления (в ходе эволюционирующего упорядочения) соответствия между аминокислотами и набором нуклеотидов (генетич. кода) появилось живое вещество. В течение длительного геологич. времени оно усложнялось, оставаясь внешне в примитивной прокариотной форме. Однако геологич. роль его уже в этой форме стала огромной. Живые организмы являются биокатализаторами (многократно ускоряют течение геохимич. процессов). Они обладают химич. и изотопной селективностью, контролируют подвижность элементов. Их метаболизм определяет новые пути миграции элементов.

Мощным механизмом концентрации элементов является биоминерализация. Основы науки о биогенных минералах заложены в работах амер. учёного Х. Лоуэнстама. К нач. 21 в. описано более 60 биогенных минер. видов, которые формируются прокариотами и эукариотами. Ок. 25% известных биогенных минералов приходится на долю фосфора, 50% – на кальций. В совр. океане б. ч. биогенного кальцита (96%) осаждается из фотической зоны эукариотным планктоном (кокколитофорида, фораминиферы), в древнем океане архей и протерозоя карбонатный седиментогенез контролировался прокариотами (рос. учёный М. А. Семихатов). Биогенная миграция кремния в океане определяется диатомовыми и радиоляриями, стронция – акантариями, фосфора – скелетными животными. Биоминерализация, так же как и биоконцентрация элементов, оказывает влияние на химич. состав морской воды и донных осадков океана. С появлением в океане фауны с присущим ей типом питания, напр. фильтрацией, существенно ускорился процесс захоронения вещества в донных осадках за счёт т. н. пеллетного транспорта.

В осадках устанавливается биогеохимич. зональность: в самом верхнем слое – аэробная зона, ниже – сульфатредукции, глубже, по мере ослабления деятельности сульфатредуцирующих бактерий, – зона метаногенеза. Генерация микробиологич. метана имеет глобальный характер, в частности приводит к скоплению газогидратов.

С появлением кислорода в гидросфере связывают эпоху накопления железистых кварцитов (джеспилитов), образующих гигантские месторождения железа в районах Курской магнитной аномалии в России, оз. Верхнее в США, пров. Лабрадор в Канаде, а также в Австралии, Юж. Африке, Бразилии и Индии. Максимум накопления этих руд в период 2,5–1,7 млрд. лет назад объясняют появлением в воде кислорода фотосинтеза и окислением растворённого двухвалентного железа до плохо растворимой трёхвалентной формы. По мере оксигенизации океана снижалась доступность для организмов ряда металлов, напр. Fe, Ni, W, известных как активаторы ферментов, формировались механизмы извлечения и накопления в клетке биологически важных микроэлементов. Согласно М. А. Федонкину, возникновение эукариотной клетки, возрастание роли гетеротрофии, увеличение биоразнообразия, усложнение трофических отношений, ускорение круговорота биофильных элементов и др. особенности эукариотизации биосферы явились в значит. степени ответом на сужение геохимич. базиса жизни.

Органическая геохимия

Отмершие организмы захороняются в осадках и почвах и становятся источником органич. вещества в горных

породах. Ископаемое органич. вещество присутствует на Земле в осн. в рассеянном состоянии (в породах, осадках, почвах, водах рек, морей, океанов) и в концентрир. формах (нефть, угли, горючие и чёрные сланцы, горючие газы, торф и др.). Органич. Г. изучает состав (молекулярный и изотопный), химич. превращения, распространённость и формы ископаемого органич. вещества в земных недрах. Возникновение органич. Г. как самостоят. раздела принято связывать с работами А. Трейбса (1934, 1936), выделившего впервые из нефтей порфирины и определившего их как продукт преобразования молекулы хлорофилла. На раннем этапе (до 1960–70-х гг.) исследовались гл. обр. распространённость органич. вещества ($C_{орг}$), его типы (сапропелевое, гумусовое), история углефикации (диаграмма Ван-Кревелена, градации катагенеза) и количественные соотношения составляющих, извлекаемых из органич. вещества неорганич. и органич. растворителями (фульвокислоты, гуминовые кислоты, битумоиды, смолы, асфальтены). Нерастворимый остаток получил назв. «кероген». Большой вклад в развитие органич. Г. на этом этапе внесли учёные: Н. Б. Вассоевич, С. М. Манская, В. И. Успенский, В. А. Соколов, С. Г. Неручев, О. Ф. Радченко, К. Ф. Родионова, Т. В. Дроздова (Россия); М. Тайхмюллер, Д. Вельте, Э. Дегенс (Германия); И. Брегер, У. Мейншейн, Дж. Хант (США). Широкое распространение получил экспрессный и информативный метод пиролиза (аппараты типа ROCK-EVAL), разработанный франц. учёными для нефтяной геологии. Данные органич. Г. подтвердили идеи В. И. Вернадского, высказанные им в 1920-е гг., о «всюдности» жизни и биогенном происхождении нефти. В нач. 1960-х гг. Дж. Эглинтон (Великобритания) предложил для таких соединений термин биомаркеры, к числу которых относятся гопаны, стераны, тритерпаны, порфирины, изопреноиды и многие др. соединения, встречающиеся в ископаемом органич. веществе (в т. ч. в нефтях) и несущие явные черты химич. сходства со своими биологич. аналогами (предшественниками). С появлением в 1970–1980-е гг. высокоразрешающей хромато-масс-спектрометрии Г. биомаркеров стала одним из гл. направлений развития органич. Г. (А. А. Петров в России, В. К. Зейферт, М. Молдован, К. Питерс, Дж. Хейс, Б. Симонейт в США, Дж. Эглинтон в Великобритании, Г. Уриссон во Франции).

Нефтегазовая Г. является частью органич. Г. Нефти классифицируют в зависимости от преобладания в их составе углеводородов основных классов: парафиновых, нафтеновых, ароматических. В состав нефтей входят также высокомолекулярные полициклич. соединения (смолы и асфальтены), содержащие атомы азота, серы, кислорода и микроэлементы. Трудami отечественных исследователей Н. Б. Вассоевича, И. О. Брода, В. Е. Хаина, А. А. Трофимука, А. Э. Конторовича, Н. В. Лопатина, Б. А. Соколова и зарубежных учёных Б. Тиссо, Д. Вельте, Дж. Ханта создано учение о нефтегазоносных бассейнах и разработаны основы осадочно-миграционной теории образования нефти в ходе геохимического созревания органического вещества. Введено понятие главной фазы нефтеобразования («нефтяное окно»), соответствующей средним стадиям катагенеза органического вещества (отражательная способность витринита $R_o = 0,7–1,3\%$). При более высоких градациях катагенеза кероген продуцирует углеводородный газ. На основе анализа изотопных эффектов при газообразовании Э. М. Галимовым дано обоснование также ранней генерации метана из гумусового органического вещества, объясняющее происхождение гигантских залежей газа в сеноманских отложениях Зап. Сибири. В изотопную Г. горючих газов существенный вклад внесли М. Шоэль, Я. Каплан, К. Квенволден (США), Дай, Ёнгчанг (КНР).

Первые эмпирич. данные по изотопному составу органич. углерода в природе на совр. уровне были получены амер. исследователями Г. Крейгом (1953), Силверменом и Эпстайном (1959), Абельсоном и Хорингом (1961).

Теоретич. основы изотопной органич. Г. разработаны Э. М. Галимовым. В Ин-те геохимии и аналитич. химии им. В. И. Вернадского РАН экспериментально установлены закономерности фракционирования изотопов углерода в процессах химич. превращения ископаемого органич. вещества (Л. А. Кодина). Предложен изотопно-фракционный метод идентификации нефтематеринских пород и метод межпластовой корреляции «нефть-нефть». Дж. Хейс (США) разработал покомпонентный метод масс-спектрометрич. изотопного анализа. Вопросы биогенного или абиогенного происхождения осн. массы углеводородов длительное время являются объектом дискуссий. В природе встречаются нафтиды, образующиеся абиогенно, напр. битумоиды в минералах изверженных пород, локальные проявления нафтидов при вулканизме. Углеводородные смеси возникают при каталитич. синтезе из СО и Н₂ (процесс Фишера – Тропша), при взаимодействии карбидов с водой, что дало основание Д. И. Менделееву выдвинуть гипотезу о «неорганическом» происхождении нефти. Оптич. активность и присутствие биомаркеров не дают однозначных аргументов (последние могут быть захвачены из окружающих пород при движении углеводородной массы). Возможность решения проблемы появилась с созданием основ изотопно-молекулярной органич. Г. Биогенное происхождение нефти доказывается в рамках теории [биологического фракционирования изотопов](#) совпадением линий фракционирования биомаркеров и осн. классов углеводородов нефти.

Биогеохимия

Совр. биогеохимия (с одной стороны, раздел Г., а с другой – биологии) изучает взаимодействие организмов с геологич. средой и в этом понимании совпадает с геохимич. экологией. Выделяются области ([биогеохимические провинции](#)), где организмы находятся в условиях недостатка или избытка определённых химич. элементов в окружающей среде, что имеет ряд негативных последствий, напр. недостаток I приводит к развитию у людей эндемического зоба, избыток Мо – подагры. Содержание микроэлементов в растениях несёт и геолого-поисковую информацию. Особое место в биогеохимич. исследованиях занимает изучение распространённости, форм нахождения и миграции радиоактивных изотопов ¹³⁸Cs, ⁹⁰Sr, Pu.

Научные организации и периодические издания

В России ведущие науч. организации в области Г.: [Геохимии и аналитической химии институт](#) им. В. И. Вернадского РАН (Москва), [Геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии институт](#) РАН (Москва), [Геологии и минералогии институт](#) СО РАН (Новосибирск), [Экспериментальной минералогии институт](#) РАН (Черноголовка), Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН (Иркутск), Ин-т геологии и геохронологии докембрия РАН (С.-Петербург), Геологич. ин-т Кольского науч. центра РАН (Апатиты), Ин-т минералогии, геохимии и кристаллографии редких элементов Мин-ва природных ресурсов РФ (Москва). Геохимич. исследования также ведутся в вузах – МГУ, Моск. гос. геолого-разведочном ун-те им. С. Орджоникидзе, Рос. гос. ун-те нефти и газа им. И. М. Губкина. За рубежом известны своими геохимич. исследованиями: в США – Колумбийский ун-т, Калифорнийский технологич. ин-т, Скрипсовский и Вудсхолский океанографич. ин-ты, ун-ты штатов Индиана, Флорида; в Германии – Ин-т химии им. М. Планка (Майнц), Ин-т химии центра ядерных исследований (Юлих), Гамбургский ун-т; во Франции – Парижский ун-т, Ин-т физики Земли (Париж), Французский ин-т нефти (Мальмезон); в Великобритании – Бристольский ун-т, Открытый ун-т (Кембридж).

Координационные функции в области Г. выполняют Междунар. ассоциация геохимии и космохимии (с 1967),

Европ. геохимич. ассоциация, Европ. ассоциация органич. геохимии, Геохимич. об-во (с 1955). Проводятся Междунар. конференции по органич. геохимии (с 1978, раз в четыре года), Гольшмидтовские конференции (с 1988, с 1994 – ежегодно). Издаются журналы: в России – «Геохимия» (М., с 1956), международные – «Applied Geochemistry» (Oxf.; N. Y., с 1986), «Chemical Geology» (Amst.; N. Y., с 1966), «Geochimica et Cosmochimica Acta» (Oxf.; N. Y., с 1950), «Organic Geochemistry» (Oxf.; N. Y., с 1977) и др.

Литература

Лит.: Clarke F. W. The data of geochemistry. 5th ed. Wash., 1924; Ферсман А. Е. Избр. труды. М., 1952–1962. Т. 1–7; Vinogradov A. P. The elementary chemical composition of marine organisms. New Haven, 1953; Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxf., 1954; Вернадский В. И. Избр. соч. М., 1954–1960. Т. 1–5; он же. Труды по геохимии. М., 1994; Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. 2-е изд. М., 1957; он же. Химическая эволюция Земли. М., 1959; он же. Введение в геохимию океана. М., 1967; Rankama K. Progress in isotope geology. N. Y.; L., 1963; Slater J. C. Atomic radii in crystals // Journal of Chemical Physics. 1964. Vol. 41. № 10; Handbook of geochemistry / Ed. K. H. Wedepohl. B., 1969–1978. Vol. 1–2; Щербина В. В. Основы геохимии. М., 1972; Тугаринов А. И. Общая геохимия. М., 1973; Сауков А. А. Геохимия. 4-е изд. М., 1975; Перельман А. И. Геохимия. М., 1989; Mason B. Principles of geochemistry. N. Y.; L., 1992; Krauskopf K. B. Introduction to geochemistry. 3rd ed. N. Y.; L., 1995; Treatise on geochemistry. Amst.; Boston, 2004; Wood B. B., Walter M., Wade J. Accretion of the Earth and segregation of its core // Nature. 2006. Vol. 441. № 6.

Processing math: 100%